LA SCIENCE DE L'OZONE

perspective canadienne sur la couche d'ozone

Montreal Protocol

Canada

La grande photo de la couverture présente l'observatoire d'Eureka, vu du nord, en février 1997 (photo fournie par John Bird, Institut de science terrestre et spatiale, Toronto). En médaillon :

- Lancement, en juillet 1997, d'un ballon à l'hélium de 400 000 mètres cubes, qui emportera l'héliospectrophotomètre (HSP) du Service de l'environnement atmosphérique (SEA) jusqu'à une altitude de 35 km. Avec l'appareil interférométrique de mesure de l'absorption du rayonnement solaire ATMOS du Jet Propulsion Laboratory, le HSP mesure les profils atmosphériques de l'ozone, d'aérosols et d'autres composants de l'atmosphère (photo fournie par R.J. Salawitch, Jet Propulsion Laboratory).
- Charge utile ATMOS/HPS suspendue à une grue avant le lancement. Le ballon ATMOS a été lâché en appui à la mission Polaris ER-2 (photo fournie par R.J. Salawitch, Jet Propulsion Laboratory).
- Bob Hall et Clive Midwinter, du SEA, installant les appareils pour l'expérience de mesure de la composition et des flux photodissociatifs à bord de l'aéronef de recherche en haute altitude ER-2 de la NASA.
- Spectrophotomètre Brewer de l'Environmental Protection Agency des États-Unis, prenant des observations dans le parc de Shenandoah, en Virginie, au mois de mai 1997 (photo fournie par Albert Maione, Sci-Tec Inc., Saskatoon).

Imprimé sur du papier recyclé

CARD 97-3A
N° de catalogue EN56-124/1997F
Copyright © Environnement Canada, 1997
ISBN 0-662-82375-3

Also available in English under the title *Ozone Science: A Canadian Perspective on the Changing Ozone Layer*

Coordonnateurs
Angus Fergusson (Environnement Canada)
Harry Hirvonen (Environnement Canada)

Consultant
Andrew J. Forester (Dartside Consulting)

Traduction
Marie-France Guéraud et Serge Gagné (Bureau de la traduction, Travaux publics et Services gouvernementaux Canada)

Révision scientifique (édition française)
Guy Fenech, Sylvie Gravel, Pierre Tourigny (Environnement Canada)

Conception et coordination de la production
Kim Massicotte (CH Design)

Imprimé et relié au Canada par University of Toronto Press

On peut se procurer la version complète de ce document, en anglais ou en français, auprès de la Direction de la politique, du programme et des affaires internationales, Service de l'environnement atmosphérique, 4905, rue Dufferin, Downsview, Ontario M3H 5T4.

LA SCIENCE DE L'OZONE :

PERSPECTIVE CANADIENNE SUR LA COUCHE D'OZONE

sous la direction de

D.I. Wardle, J.B. Kerr. C.T. McElroy et D.R. Francis

Environnement Canada

Environment Canada Environnement Canada

Protocole de Montréal Protocol 1987-1997

Table des matières

Résumé 1

Introduction 9

Chapitre 1:

Distribution atmosphérique de l'ozone et des substances destructrices de l'ozone et changements observés
D.W. Tarasick (Environnement Canada) et V.E. Fioletov (Environnement Canada) 15

Chapitre 2

Influence des processus dynamiques sur l'abondance de l'ozone
T. Shepherd (Université de Toronto) 41

Chapitre 3

Chimie de l'ozone : simulation et appauvrissement
J.C. McConnell (Université York) et D.J. Chartrand (Université York) 57

Chapitre 4

Influence de l'ozone et d'autres facteurs sur le rayonnement à la surface
V.E. Fioletov (Environnement Canada) et W.F.J. Evans (Université Trent) 73

Chapitre 5:

Effets des UVB

Santé humaine
R. Gallagher (British Columbia Cancer Agency) 92

Agriculture
M. Morrison (Agriculture et Agroalimentaire Canada) 94

Forêts
K. Percy (Ressources naturelles Canada) et S. Cameron (Ressources naturelles Canada) 98

Écosystèmes des eaux douces et des milieux humides
H. Vaughan (Institut national de recherche sur les eaux) et B. Pauli (Service canadien de la faune) 101

Écosystèmes marins
J. Cullen (Université Dalhousie) 103

Matériaux
R. Alward (Université McGill) et M. Kamal (Université McGill) 106

Annexe

Acronymes et Abréviations 117
Glossaire 118

102-05475/

LA RECHERCHE SUR L'ÉVOLUTION DE LA COUCHE D'OZONE : PERSPECTIVE CANADIENNE

Le dixième anniversaire de la signature, en 1987, du Protocole de Montréal mérite vraiment d'être souligné; en effet, le Protocole a été le point de départ d'un fructueux effort de la communauté internationale pour limiter et réduire considérablement les émissions atmosphériques de substances destructrices de l'ozone. On s'est attaqué à une grave menace pour l'environnement mondial et les mesures appropriées ont été prises. Ce rapport présente un bref survol de l'état de la science de l'ozone en 1997, dix ans après la signature du Protocole. Compilé par des scientifiques canadiens, ce document puise dans des recherches tant canadiennes qu'étrangères pour résumer notre compréhension actuelle de l'appauvrissement de l'ozone et de ses effets. Il met aussi en lumière les résultats des recherches canadiennes et, le cas échéant, les données, ainsi que les points d'intérêt particulier pour le Canada, comme l'appauvrissement de l'ozone dans l'Arctique et les impacts des changements du rayonnement UV sur les écosystèmes forestiers et aquatiques.

DISTRIBUTION DE L'OZONE ET DES SUBSTANCES QUI APPAUVRISSENT L'OZONE DANS L'ATMOSPHÈRE ET CHANGEMENTS OBSERVÉS

Les principales caractéristiques de la climatologie de l'ozone total ont été découvertes avant 1930 par G.M.B. Dobson. Il s'agissait de sa dépendance à la latitude et à la saison, et des changements quotidiens liés aux conditions météorologiques. Grâce à l'utilisation de nombreuses techniques modernes, on dispose maintenant d'une climatologie plus complète, s'étendant du sol à tous les niveaux de la stratosphère. On peut ainsi mesurer la distribution de l'ozone avec l'altitude, ainsi que la quantité d'ozone total, à partir du sol et de diverses plates-formes, comme des ballons, des aéronefs, des fusées et des satellites. Le grave appauvrissement qui se produit au printemps dans l'Antarctique, le « trou d'ozone », a été découvert en 1985; quelques années plus tard, on constatait un appauvrissement aux latitudes moyennes. Ces dernières années, on a noté une perte significative et croissante au printemps dans l'Arctique. Il y a déjà quelques décennies que l'on mesure les concentrations atmosphériques des substances qui appauvrissent l'ozone, et l'on y détecte maintenant des indices probants de l'effet du Protocole de Montréal.

- Le Canada a commencé à faire des mesures de l'ozone total à cinq stations au début des années 60; depuis 1992, il a douze stations au sol d'observation de l'ozone, équipées de spectrophotomètres Brewer. Les données sur l'ozone total sont utilisées dans les études des tendances, les prévisions d'ozone et de rayonnement UV, et pour la caractérisation et l'étalonnage des mesures satellitaires.
- Le réseau canadien d'ozonosondage a été créé au milieu des années 60, avec quatre stations. À l'heure actuelle, des sondes sont lâchées au moins une fois par semaine à six endroits. Toutes les données des sondages et des mesures au sol sont disponibles auprès du Centre de données mondiales sur l'ozone et sur le rayonnement ultraviolet, qu'exploite le Canada pour l'OMM.
- L'Observatoire de l'ozone stratosphérique d'Eureka (80° N, 86° O), qui fait partie du Réseau OMM/PNUE pour la détection de changements stratosphériques (NDSC), a ouvert ses portes en 1992. On y trouve des lidars de

mesure de l'ozone et des aérosols, des spectromètres à transformée de Fourier et d'autres spectromètres destinés à mesurer la composition de la stratosphère. L'Institut de science terrestre et spatiale (ISTS) de l'Ontario, ainsi que la Meteorological Agency and Communications Research Laboratory du Japon collaborent avec Environnement Canada dans la réalisation de ces expériences.

- Les valeurs moyennes annuelles de l'ozone aux stations canadiennes ont baissé d'environ 6 % par rapport aux moyennes d'avant 1980. La baisse atteint son maximum au printemps et son minimum à l'automne. Les mesures des sondes montrent que la plus grande partie de la perte survient dans la basse stratosphère.
- Les sondages effectués au-dessus du Canada ont révélé que l'air de la troposphère libre (c.-à-d. non polluée) a subi au cours des 15 dernières années une perte d'ozone semblable à celle de la stratosphère. Cependant, les sondages européens ont mis en évidence quelques hausses au cours des années 80.
- En 1993, les valeurs de l'ozone ont atteint un plancher absolu sur le sud du Canada et aux latitudes moyennes en général. Cette baisse, imputée aux effets de l'éruption du mont Pinatubo en 1991, est survenue dans la basse stratosphère et, du moins au Canada, dans toute la troposphère.
- Les mesures au sol et par ballon effectuées dans l'Arctique canadien à l'observatoire d'Eureka du NDSC, à Resolute et à Alert, de même que les mesures satellitaires, montrent qu'un fort appauvrissement s'est produit dans les dernières années, surtout au printemps de 1997. Cependant, les plus basses valeurs d'ozone relevées dans l'Arctique restent bien supérieures à celles de l'Antarctique.
- La prévision quotidienne du champ d'ozone total sur le Canada, effectuée au Centre météorologique canadien, repose sur les mesures de l'ozone total faites par les douze spectrophotomètres Brewer canadiens et sur les sorties du modèle de prévision météorologique numérique. Cette prévision, basée sur des relations statistiques, a une marge d'erreur très faible.
- Les mesures montrent que les concentrations atmosphériques de CFC-11 à Alert et Point Barrow ont commencé à baisser et que l'accroissement du CFC-12 a considérablement ralenti.

Influence des processus dynamiques sur l'abondance de l'ozone

Le transport de l'ozone par la circulation de Brewer-Dobson depuis sa principale région source dans la mi-stratosphère équatoriale vers les régions de grande abondance, dans la basse stratosphère des latitudes moyennes et élevées, est un facteur déterminant pour établir la distribution observée de l'ozone. La hauteur de la tropopause a aussi une grande influence sur la quantité d'ozone total, puisque la troposphère est pauvre en ozone, alors que la stratosphère en est relativement riche. Ce sont là des processus dynamiques qui régissent directement l'ozone. Différentes échelles de mélange influent sur les concentrations de l'ozone et d'autres constituants, et la modélisation des réactions chimiques peut manquer de précision si la résolution spatiale du modèle n'est pas assez fine pour rendre les effets aux échelles plus petites.

La dynamique gouverne indirectement la chimie de l'ozone en entraînant des changements de la température, paramètre qui influe sur la vitesse de la plupart des réactions chimiques (à divers degrés selon la réaction). Des éléments particulièrement importants sont l'effet de la température sur la formation des nuages stratosphériques polaires, ainsi que l'accroissement de la concentration de chlore et de la destruction de l'ozone que ceux-ci induisent. La compréhension de la dynamique de l'atmosphère a évolué grâce aux progrès de la modélisation numérique et à des mesures de plus en plus détaillées de l'ozone et d'autres composants traces, mais il demeure un certain nombre de problèmes.

- La structure spatiale de la tropopause influe directement sur l'abondance totale de l'ozone et sa distribution en latitude, mais notre compréhension de la manière dont cette structure s'établit est essentiellement qualitative, et notre capacité à caractériser, et à plus forte raison à prévoir, sa variabilité interannuelle et ses tendances est extrêmement limitée.
- Bien que nous ayons une compréhension de base de la circulation de Brewer-Dobson et de son cycle saisonnier, la théorie présente encore de sérieuses lacunes, surtout pour la région tropicale. La circulation de Brewer-Dobson a de fortes chances de présenter une variabilité interannuelle et des tendances d'échelle décennale associées à la variabilité correspondante des mécanismes qui la gouvernent. Cette variabilité impose de graves limites à notre capacité de prédiction.
- Il a récemment été mis en évidence que les caractéristiques du transport et du mélange ne sont pas les mêmes sous les tropiques qu'aux latitudes moyennes. En première approximation, le régime stratosphérique tropical se compose d'une remontée systématique à grande échelle modifiée par le mélange à travers une barrière au transport subtropicale perméable. Il n'est pas encore possible d'en effectuer une caractérisation adéquate, du fait de la difficulté à déterminer la vitesse de remontée et de l'absence actuelle de mesures précises du vent en zone tropicale.
- La partie inférieure de la stratosphère tropicale s'est révélée une région particulièrement complexe de l'atmosphère, qui joue un rôle critique dans la détermination de la structure planétaire du transport et du mélange stratosphériques; cependant, elle reste encore très mal connue. Par exemple, la plupart des modèles conceptuels actuels laissent complètement de côté l'effet de fortes asymétries zonales, comme la circulation de mousson.
- On comprend maintenant bien pourquoi l'appauvrissement hivernal polaire de l'ozone est moindre et plus

variable d'une année à l'autre dans l'Arctique que dans l'Antarctique. L'évaluation quantitative est limitée par les incertitudes qui pèsent sur la cause et l'ampleur de la descente polaire (gouvernant les températures au pôle) et sur notre compréhension de la résistance d'onde planétaire.

- Il a été montré récemment que la simulation de l'ampleur de la perte d'ozone pendant l'hiver arctique est très sensible à une représentation adéquate de structures à petite échelle dans les champs chimiques. Des considérations similaires valent probablement aux latitudes moyennes et sont un des grands défis de la modélisation quantitative.
- Les couches présentes dans les profils d'ozonosondages ont clairement été liées à des processus de filamentation associés au déferlement des ondes planétaires en bordure du vortex polaire. Les durées de vie dynamiques de ces filaments ou couches sont estimées à au moins deux semaines, ce qui se compare aux durées de vie chimiques estimatives des filaments d'ozone aux latitudes moyennes.

Chimie de l'ozone : simulation et appauvrissement

La presque totalité de l'ozone stratosphérique se forme lorsque le rayonnement solaire agit sur les molécules d'oxygène diatomique normales, surtout à des altitudes supérieures à environ 25 km et sous les tropiques. L'ozone est aussi produit par des réactions mettant en jeu des composés organiques volatils (COV) et des oxydes d'azote, mais ces processus n'ont une grande importance que dans la troposphère. On pensait autrefois que la réaction de l'oxygène atomique avec l'ozone était le seul mécanisme de perte d'ozone dans la stratosphère. Cependant, divers gaz naturels et anthropiques de longue durée de vie, comme le N_2O, les CFC, les halons, le bromométhane et le chlorométhane sont dissociés dans la stratosphère en produits qui sont des destructeurs catalytiques efficaces des molécules d'ozone. Les radicaux réactifs incluent NO et NO_2, Cl et ClO, OH et HO_2, ainsi que Br et BrO. Leurs concentrations sont limitées par l'existence d'espèces réservoirs, comme HNO_3, $ClONO_2$ et HCl, qui peuvent se dissocier, mais pas nécessairement rapidement, pour redonner les agents réactifs. Ce sont les concentrations relatives des molécules réactives et des espèces réservoirs non destructrices de l'ozone qui déterminent l'efficacité de la destruction de ce gaz. Elles sont fortement régies par les nuages stratosphériques polaires (PSC), qui facilitent la conversion des espèces réservoirs en halogènes réactifs comme le font, à un moindre degré, les aérosols sulfatés aux latitudes moyennes. La représentation adéquate des propriétés et du comportement des PSC et des aérosols est donc un élément crucial des modèles de simulation. Les types de modèles utilisés varient de modèles de la boîte uniquement chimiques de dimension zéro à des modèles modifiés de la circulation atmosphérique générale et de prévision numérique du temps (MCAG et PNT), qui comportent une photochimie interactive de l'ozone. Ces modèles constituent des outils pour diagnostiquer les processus en jeu dans l'atmosphère, et peuvent servir à faire des prédictions, dans la mesure où ils sont validés et que leurs caractéristiques concordent avec les propriétés connues de l'atmosphère.

- Les progrès des techniques et du matériel informatique réalisés depuis une dizaine d'années ont permis de recourir à des ensembles de réactions chimiques que l'on ne pouvait auparavant traiter que dans des modèles de la boîte ou unidimensionnels à l'intérieur de modèles à plus grand nombre de dimensions.
- Dans les modèles tridimensionnels de transport chimique (MTC), les constituants chimiques sont transportés par les vents générés dans les modèles MCAG et PNT, et il n'y a pas de rétroaction de la composition chimique sur la dynamique. Plusieurs MCAG sophistiqués, dont le modèle canadien de l'atmosphère moyenne (MCAM), intègrent maintenant la chimie de manière interactive, de sorte qu'ils comportent la rétroaction de la chimie sur la dynamique.
- Les modèles de PNT, semblables aux MCAG mais de résolution plus fine, peuvent maintenant inclure une chimie interactive. Le modèle canadien de PNT (modèle spectral aux éléments finis, ou SEF) inclut actuellement la chimie en phase gazeuse et on est en train d'y ajouter les réactions hétérogènes. Le SEF, avec l'addition des nouvelles méthodes d'assimilation des données qui sont élaborées pour les composants chimiques, est l'outil idéal pour simuler la stratosphère de l'Arctique au printemps.
- Les modèles actuels reproduisent bien le comportement de l'ozone atmosphérique, mais les vitesses de la perte en haute stratosphère y sont surestimées. En outre, on n'a pas encore résolu les écarts entre les valeurs modélisées et observées du rapport du chlore actif au chlore des réservoirs.
- La plupart des modèles actuels sous-estiment la perte d'ozone en basse stratosphère, qui est le principal élément du changement dans l'ozone total. Certains des modèles qui donnent des simulations raisonnables de la perte d'ozone total observée ne reproduisent pas le profil vertical de manière satisfaisante.
- L'éruption du mont Pinatubo a fourni une occasion unique d'étudier le rôle des aérosols sulfatés dans la chimie de l'ozone. On pense que les effets thermiques de la hausse des concentrations d'aérosols ont pu modifier les régimes de transport de manière à augmenter la destruction de l'ozone et que la conversion de N_2O_5 en HNO_3 sur la surface des aérosols a perturbé la chimie et accru la destruction par les halogènes.
- La simulation de l'appauvrissement printanier dans l'Antarctique par les modèles actuels semble satisfaisante et est relativement insensible aux détails de la chimie de conversion hétérogène; cette insensibilité est liée au fait que la perte d'ozone est presque totale dans des régions considérables de la stratosphère.

- La simulation de l'appauvrissement printanier dans l'Arctique est moins satisfaisante, la perte calculée atteignant environ 60 % de la valeur observée selon une récente simulation. L'écart est peut-être dû à l'incapacité du modèle à rendre les effets de mélange à petite échelle. Les températures hivernales de la stratosphère utilisées dans ces simulations peuvent présenter une erreur de faible valeur, mais néanmoins significative pour la formation des PSC.
- Les émissions d'oxydes d'azote (NO_x) et d'eau des avions circulant dans la stratosphère et la haute troposphère peuvent modifier la chimie de ces régions. Les deux ont tendance à faire augmenter les occurrences de PSC et donc à renforcer la destruction de l'ozone. Les NO_x en eux-mêmes peuvent accroître tant la vitesse de perte que la production d'ozone, et, pour bien estimer ces processus antagonistes, il faut caractériser le transport entre la stratosphère et la troposphère, et au sein de ces deux régions, avec une précision encore impossible à atteindre.
- L'augmentation de rayonnement UVB (290-315 nm) dans la troposphère qui résulte de l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique pourrait y faire monter les concentrations de OH, entraînant une accélération de l'élimination de plusieurs gaz à effet de serre, comme le méthane, le CO et les CFC. Les effets de la hausse des niveaux d'UVB sur l'ozone troposphérique sont complexes et incertains. Les concentrations d'ozone pourraient monter dans les régions peuplées, où les concentrations de COV et de NO_x sont plus fortes, et baisser dans l'air moins pollué.
- Le refroidissement de la stratosphère associé au réchauffement planétaire pourrait induire la formation d'un plus grand nombre de PSC, et le rétablissement de l'ozone prévu du fait d'un déclin des halogènes stratosphériques se trouverait freiné. On a douté des indications de tendances à la baisse des températures de la stratosphère, mais, au cours des derniers hivers de l'Arctique, les valeurs de l'ozone et ces températures ont été particulièrement basses. La perte d'ozone en soi a pu faire accentuer ces basses températures et retarder la rupture du vortex.
- Des facteurs importants ne sont pas encore traités efficacement dans la modélisation de l'atmosphère; ce sont : les ondes de gravité et leur effet sur la circulation de l'atmosphère moyenne, les processus détaillés du transport dans la haute troposphère et la basse stratosphère, les processus microphysiques des aérosols en jeu dans la chimie hétérogène tant dans la troposphère que dans la stratosphère, et les effets des aérosols sur le climat via le rayonnement et la formation de nuages.
- On pense que, à mesure que baissera l'abondance du chlore stratosphérique dans les dix prochaines années, les quantités d'ozone commenceront à remonter peu après, bien que lentement. Il est donc impératif de poursuivre les activités de surveillance pour déterminer si la situation se déroule bien selon ce scénario.

Influence de l'ozone et d'autres facteurs sur le rayonnement à la surface

L'importance de l'ozone atmosphérique tient à ce qu'il interagit tant avec le rayonnement solaire qu'avec le rayonnement thermique émis par la surface de la Terre et l'atmosphère. Il fait écran entre la surface et les UV solaires, qui sinon seraient dangereux pour les organismes vivants, cause un réchauffement dans la stratosphère et joue un rôle de gaz à effet de serre. En raison de l'appauvrissement de l'ozone survenu depuis une vingtaine d'années, le rayonnement UVB atteint le sol en plus grande quantité qu'il ne le ferait normalement. L'importance de cet accroissement, ainsi que la variabilité du rayonnement UV au niveau du sol et les causes de celle-ci, sont actuellement l'objet de recherches, puisqu'il faut connaître ces deux facteurs pour estimer les effets biologiques de l'appauvrissement de l'ozone. Les effets des UV sur l'homme sont largement gouvernés par le comportement de celui-ci, et des programmes de sensibilisation peuvent aider la population à éviter de trop s'exposer. Les substances destructrices de l'ozone sont aussi des gaz à effet de serre, et leur présence dans l'atmosphère, comme les récents changements dans l'ozone stratosphérique, influent sur le réchauffement planétaire.

- Les changements montrés par les UV sont généralement exprimés sous la forme de tendances des moyennes mensuelles ou saisonnières, mais certains effets biologiques peuvent dépendre de valeurs de pointe à des stades critiques du cycle biologique plus que de l'exposition totale. En outre, lorsqu'il s'agit d'effets biologiques plus complexes que le rougissement de la peau, il peut être délicat de représenter l'efficacité du rayonnement UV par de simples intégrales pondérées du spectre d'action.
- Un enregistrement d'environ 100 années-stations de données sur l'irradiation UV est disponible au Centre de données mondiales sur l'ozone et sur le rayonnement ultraviolet (WOUDC). La plupart des stations ont recueilli les données pendant plus de cinq ans.
- La dépendance à l'ozone de l'irradiation UV par ciel clair est bien établie. Lorsque le ciel est couvert, l'irradiation dans la plage de 300 à 325 nm est réduite à peu près dans les mêmes proportions à toutes les longueurs d'onde, dans la mesure où la transmission est supérieure à environ 15 %. Par conséquent, on peut facilement déduire du spectre la quantité d'ozone. La précision d'une des techniques élaborées à cette fin est de 3 % pour les moyennes quotidiennes de l'ozone total.
- Par ciel fortement couvert, le spectre transmis porte la signature d'une plus grande quantité d'ozone. Cela concorde avec l'accroissement de l'absorption de l'ozone dans les nuages par la diffusion multiple. Des quantités apparentes d'ozone pouvant atteindre 1000 dobsons ont été observées lorsque la transmission est réduite à environ 10 %.

- Le dioxyde de soufre absorbe fortement dans l'ultraviolet-B. On constate de fortes absorptions par le SO_2 dans le spectre d'irradiation UV de Kagoshima, au Japon. Cette situation est due au panache du Sakurajima, un volcan situé à proximité. L'absorption par le SO_2 liée au panache peut par moments réduire l'Indice UV de 25 %. Cependant, sur la totalité de l'année, la réduction moyenne n'est que de 1 à 2 %. Aucune autre station du WOUDC ne montre d'absorption significative par le SO_2.
- On a étudié l'effet de la réflectance du sol sur le rayonnement UV à plusieurs sites du Canada, en comparant des données recueillies avec et sans neige sur le sol. On a constaté que le renforcement dû au manteau nival variait de 8 % à Halifax jusqu'à 39 % à Resolute. L'ampleur de la plage des résultats est liée à la différence du relief autour des stations.
- Une série de onze ans de données d'irradiation spectrale accumulée pendant l'été a été dérivée des mesures d'irradiation spectrale effectuées à Toronto depuis 1986. L'irradiation à 324 nm montre une faible tendance à la baisse, alors qu'à 300 nm, on remarque une tendance à la hausse d'environ 1 % par an. Le rapport de l'irradiation à 300 nm à celle à 324 nm suit de près les valeurs estivales moyennes de l'ozone. Il se pourrait donc que la cause principale de la tendance à la hausse à 300 nm soit la perte d'ozone.
- Des progrès considérables ont été réalisés dans la simulation de l'irradiation UV à partir de variables atmosphériques connexes et de mesures satellitaires. Ces développements pourrait être utiles pour étendre la climatologie actuelle des UV et la reconstruction de la climatologie passée.
- Le rayonnement thermique descendant renvoyé à la surface de la Terre par l'ozone et plusieurs gaz destructeurs d'ozone a été mesuré dans le sud du Canada. Les résultats confirment que les substances destructrices de l'ozone jouent un rôle considérable dans le réchauffement planétaire.
- Le Canada a lancé en 1992 le programme Indice UV, qui effectue chaque jour des prévisions du rayonnement UV et vise à aider la population à se protéger d'une exposition excessive. Des programmes similaires sont maintenant en place dans plusieurs autres pays. Le programme Info-Ozone, lui aussi mis en place en 1992, fournit aux Canadiens des informations hebdomadaires sur la couche d'ozone.

Effets des UVB

L'accroissement de la quantité d'UV qui atteignent la surface de la Terre a, à juste titre, accentué les préoccupations quant à l'impact de ceux-ci sur la santé humaine, puisqu'il est bien connu que ces rayonnements causent divers types de cancers, des troubles oculaires et d'autres problèmes. Malgré la gravité des risques pour la santé humaine, de nombreux aspects de l'épidémiologie et de la pathologie de l'exposition aux UV sont relativement bien compris; cependant, la situation est plus complexe pour ce qui est des autres espèces vivantes. Les écosystèmes et les biomes se sont adaptés, au fil de longues périodes, à une plage particulière des UVB, et tout changement à cet égard doit *a priori* agir sur leur stabilité, leur répartition géographique et éventuellement leur survie. Que les changements entraînés par une augmentation des UV incidents soient profonds ou subtils, mineurs ou considérables, bénéfiques ou sans conséquences, la situation dépend de nombreux facteurs, dont la plupart sont mal compris. Il est donc impérieux de mesurer, surveiller et comprendre les effets d'une irradiation accrue aux UVB sur les communautés biologiques pour pouvoir prédire les impacts qui prendront place dans les 30 à 40 prochaines années et en gérer les conséquences.

Santé humaine

Au Canada, la plus grande partie des recherches sur les UV a concerné les cancers cutanés et les dommages aux yeux, mais très peu d'efforts ont été consacrés à des études de l'immunosuppression et des maladies infectieuses.

- De récentes recherches canadiennes et australiennes ont montré que les personnes ayant des occupations socio-économiques plus basses se déroulant beaucoup à l'extérieur présentent un risque moindre de mélanome malin et d'épithélioma basocellulaire que celles occupant des emplois professionnels, administratifs et techniques se déroulant à l'intérieur, ne s'exposant au soleil que de façon intermittente.
- L'épithélioma spinocellulaire semble lié à l'exposition cumulative.
- Les naevus acquis (non congénitaux) sont un indice de risque élevé de mélanome malin. Des chercheurs australiens et canadiens ont mis en évidence une relation directe entre la densité des naevus et l'exposition aux UV solaires. En général, le risque de mélanome augmente avec la densité des naevus.
- Les personnes à la peau claire, aux cheveux roux et qui ont tendance à brûler au soleil risquent davantage l'épithélioma basocellulaire et l'épithélioma spinocellulaire.
- Le rayonnement UV peut déprimer l'immunoréaction, ce qui accroît le risque de cancer cutané et d'infections virales et bactériennes (dont la réactivation des lésions de la variole et de l'herpès).

- Les problèmes oculaires aigus, à long terme et chroniques peuvent devenir plus prévalents avec l'augmentation de l'exposition aux UV.
- Les principales mesures prophylactiques sont : éviter l'exposition au soleil, utiliser des écrans solaires et porter des lunettes protégeant contre les UV.

Écosystèmes

Les modifications de l'irradiation UV peuvent toucher la production primaire dans tous les écosystèmes, terrestres et aquatiques, naturels, aménagés ou exploités, et y avoir une cascade d'effets. La compréhension actuelle de ces processus ne permet pas de prévoir ces impacts avec une confiance raisonnable.

Il y a eu peu de recherches systématiques sur l'impact de niveaux accrus d'UVB sur la faune et la flore du Canada. Quelques études concernant certaines espèces agricoles et forestières commerciales donnent un aperçu limité du problème, mais il est difficile de les extrapoler pour en déduire l'impact sur des écosystèmes entiers.

Il est important d'évaluer les effets d'une augmentation chronique de l'irradiation menant à des doses cumulatives, ainsi que des épisodes de valeurs de pointe qui peuvent survenir à des stades critiques du cycle biologique. En outre, l'influence de l'appauvrissement de l'ozone doit être examiné en conjonction avec les effets d'autres stress comme le réchauffement planétaire, l'acidification et la présence de substances chimiques toxiques; il est donc essentiel que les études sur les impacts des UVB soient intégrées aux programmes actuels de recherche, de surveillance et d'évaluation écologiques.

Agriculture

- Le rayonnement ultraviolet endommage l'ADN, les membranes des cellules et des organites (p. ex. les chloroplastes). Les plantes ont la capacité de réparer l'ADN endommagé, et certaines peuvent se protéger en synthétisant des pigments qui absorbent les UV et en modifiant des enzymes clés du métabolisme. Les problèmes surviennent lorsque la dose de rayonnement reçue cause des dommages dépassant la capacité de réparation et de protection de la plante.
- Les dommages aux cultures se manifestent par la diminution du rendement, la réduction de la fertilité et la baisse de la production de graines et de fruits, une chute de la qualité commerciale, et des effets environnementaux tels que la modification des coexistences culture-mauvaises herbes et des mélanges de variétés de pâturage.
- Bien qu'il soit problématique d'extrapoler des environnements contrôlés aux conditions en champ, les recherches concordent pour montrer que les diverses variétés ont des sensibilités aux UVB diverses, ce qu'on peut mesurer par les changements de la photosynthèse, de la croissance, du rendement et de la reproduction. La plupart des espèces cultivées au Canada ont des sensibilités faibles ou intermédiaires à des hausses modérées du rayonnement UVB. Les impacts sur les fourrages et les légumes sont variables. Sur plus d'une centaine de variétés de 12 grandes espèces commerciales, 40 % sont restées insensibles à une augmentation des UVB correspondant à un appauvrissement de 20 % de la couche d'ozone, et 60 % ont été touchées à des degrés divers. Pour le soja, la tomate et le canola, on peut s'attendre à des pertes qui pourraient totaliser des centaines de millions de dollars par an. Le maïs ne semble pas vulnérable aux hausses prévues des UVB.
- Les UVB peuvent accélérer la décomposition de la paille, ce qui pourrait être avantageux dans les milieux arides et dans les conditions de travail réduit du sol.

Forêts

- Bien que les forêts aient une grande importance économique, sociale et naturelle, on connaît peu leur susceptibilité à une hausse du rayonnement UVB.
- Les arbres, dont la durée de vie est longue, seront exposés à un niveau accru d'UVB pendant des dizaines d'années. On a déjà signalé des effets à court terme, et l'on a des indices d'impacts cumulatifs chroniques. Il serait bon de mener des expériences pluriennales sur des espèces de grande longévité.
- Les rayons UV semblent avoir moins d'impact sur les espèces indigènes de régions situées en altitude et adaptées à une plus grande irradiation.
- Les impacts du rayonnement UV accru doivent être examinés en conjonction avec les effets d'autres stress comme le changement climatique et l'acidification. Des études des effets interactifs des UVB et de l'enrichissement en CO_2 sur la croissance et la physiologie des semis de conifères laissent penser que la croissance de ces semis et leur capacité de concurrence seront altérées dans le nouveau milieu.
- La seule étude sur le terrain effectuée jusqu'ici en Amérique du Nord quant aux effets des UVB sur les arbres attribuait à des niveaux accrus d'UVB l'échaudage des aiguilles du pin blanc en Ontario et dans l'Ohio. Des recherches récentes ont aussi montré que la composition chimique de la cire épicuticulaire de certains conifères est affectée par le rayonnement UVB d'une manière qui inhibe la photosynthèse.
- La période de 50 ans d'appauvrissement marqué de l'ozone pourrait affecter la productivité des forêts canadiennes; les conséquences pourraient en être d'une portée considérable, bien que pas encore visibles.

Écosystèmes des eaux douces et des milieux humides

- Les écosystèmes d'eau douce peu profonds sont particulièrement vulnérables à l'accroissement du rayonnement UV incident, et montrent des changements de la productivité primaire, du cycle des substances nutritives et de la structure des communautés, ainsi qu'une modification du transport et de la spéciation des substances chimiques toxiques dans la chaîne alimentaire.

- La pénétration des UV dans les eaux de surface est atténuée par la présence de carbone organique dissous (COD), et les changements dans les niveaux de COD ont plus d'impact sur la vulnérabilité des eaux douces aux UV que les changements dans l'ozone stratosphérique. Dans les lacs boréaux, où le réchauffement planétaire et l'acidification de l'eau ont entraîné une baisse marquée du COD, la pénétration des UVB dans la colonne d'eau s'est accrue de 22 à 60 %.
- Même aux niveaux ambiants actuels, les UVB empêchent certaines espèces de zooplancton de fréquenter leur endroit préféré de la colonne d'eau.
- En conditions expérimentales, les niveaux accrus de rayons UV ont fait baisser la production d'algues, mais affecté proportionnellement davantage le zooplancton se nourrissant de ces algues. La biomasse d'algues accumulée a donc augmenté, malgré la réduction de la production primaire. Un maillon crucial de la chaîne alimentaire ayant été affaibli, une production moindre a été transmise aux niveaux trophiques plus élevés. Les conséquences de cette situation pour les écosystèmes aquatiques sont préoccupantes.
- On s'est inquiété des synergies entre les UVB, le changement climatique, l'acidification des lacs, les infections fongiques et les substances chimiques qui pourraient affecter les amphibiens. Cependant, les amphibiens de l'Ontario ne semblent pas avoir été affectés par les niveaux actuels de rayonnement, malgré l'apparente vulnérabilité des oeufs et des larves.

Écosystèmes marins

- On a mis en évidence des impacts directs des UVB sur les processus microbiens et sur les niveaux trophiques supérieurs, mais les effets cumulatifs de l'appauvrissement de l'ozone sur les écosystèmes marins ne peuvent pas encore être prévus. Parmi les réponses possibles figurent les changements dans la composition en espèces des communautés, des décalages des réseaux trophiques (influant sur les pêches) et d'éventuels changements climatiques.
- La hausse des niveaux d'UVB pourrait modifier la croissance, la survie et les activités biogéochimiques de nombre de microbes, de plantes et d'animaux marins. Les dommages à l'ADN influent directement sur la survie, mais les UVB peuvent aussi jouer sur l'orientation (et donc les déplacements verticaux) du phytoplancton, le métabolisme de l'azote, la photosynthèse, la mortalité des larves et divers processus allant de l'infection virale au succès d'éclosion des oeufs de poisson.
- La sensibilité des processus physiologiques aux UVB solaires exige une fonction de pondération biologique (dite aussi spectre des effets biologiques) pour quantifier l'irradiance efficace. Il faut déterminer les spectres pour un plus grand nombre de fonctions biologiques et faire des estimations de leurs plages de variation pour chaque processus, qui semblent hautement variables d'une espèce à l'autre.
- On a détecté les effets biologiques des UVB jusqu'à plusieurs dizaines de mètres dans la colonne d'eau, et en particulier l'inhibition de la photosynthèse à court terme dans le phytoplancton de l'Antarctique. À mesure que les recherches se poursuivent, on voit converger les estimations quantitatives de l'inhibition de la photosynthèse par le rayonnement UV.
- Certains dinoflagellés toxiques présentent des mécanismes de photoprotection contre les UV qui pourraient leur donner un avantage compétitif susceptible d'entraîner une prédominance accrue des algues toxiques ou nuisibles.
- La hausse des niveaux d'UVB pourrait favoriser les espèces de phytoplancton qui produisent du sulfure de diméthyle, un gaz participant à la formation des nuages, et donc contribuer au changement climatique.
- Pour interpréter les effets des UV dans les eaux canadiennes, il faut reconnaître les différences fondamentales entre l'Antarctique et les eaux de l'hémisphère Nord, dont l'Arctique. Des recherches de base sur les écosystèmes marins du Canada sont donc essentielles.

Matériaux

Le rayonnement UV a des effets nocifs significatifs sur nombre des matériaux utilisés à l'extérieur. Toute augmentation des UV qui touchent la surface de la Terre entraînera une dégradation de l'infrastructure et, donc, des coûts élevés de réparation et de remplacement.

- Des recherches canadiennes avaient examiné les effets des UV sur les polymères, le bois et le papier, les matériaux de construction, les peintures et revêtements, ainsi que les textiles et les vêtements, mais on ciblait davantage l'évaluation de la résistance au rayonnement des matériaux utilisés dans l'espace et des tissus pour vêtements.
- Les rayons UVB endommagent les polymères synthétiques et d'autres matériaux, mais on n'en comprend pas encore bien les mécanismes au niveau moléculaire, et la combinaison des impacts des rayonnements de courte et de grande longueur d'onde avec d'autres variables environnementales complique encore la situation.
- La couleur des produits de pâte et papier blanchi issus de procédés peu coûteux est altérée par le rayonnement UV. Des chercheurs canadiens ont fait de grands progrès dans la compréhension de ce phénomène. La capacité de réduire cette altération de la couleur pourrait entraîner une grande expansion du marché pour cette catégorie de produits.
- Les matériaux de construction non plastiques, comme les revêtements d'étanchéité et les produits de scellement pour l'extérieur sont actuellement l'objet de recherches quant à leur résistance aux UV, mais pas précisément dans le contexte d'une irradiation accrue liée à l'ozone.

INTRODUCTION

LE PROTOCOLE DE MONTRÉAL — LES RÉALISATIONS ET LES DÉFIS

La signature du Protocole de Montréal, le 16 septembre 1987, a été un épisode marquant de l'histoire de la diplomatie moderne; c'est un des rares cas où des États ont fait passer la réalisation d'un objectif mondial commun avant leur intérêt économique. La chose est d'autant plus remarquable lorsque l'on considère qu'il persistait des incertitudes scientifiques sur certains aspects du processus d'appauvrissement et que l'on n'avait aucune preuve immédiate de ses impacts sur les écosystèmes et sur la santé humaine. Le fait qu'on ait finalement pu en arriver à une entente a tenu non seulement à une collaboration extraordinairement fructueuse entre les scientifiques et les décideurs, mais aussi aux énormes progrès réalisés par la communauté scientifique internationale pour repousser les frontières de la connaissance de l'ozone. La valeur de leur réalisation se manifeste dans les progrès très concrets effectués depuis 1987 pour réduire les émissions de substances qui appauvrissent la couche d'ozone.

Le Canada se préoccupe de l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique depuis que la question a été soulevée par les scientifiques dans les années 60 et 70; notre intérêt pour la science de l'ozone remonte encore plus loin, aux années 50, époque où furent établis les premiers programmes canadiens de surveillance de l'ozone. Dans les vingt à trente dernières années, notre participation à l'étude de l'ozone et nos contributions à cet effort ont été considérables. Le spectrophotomètre d'ozone Brewer, qui est maintenant le principal instrument utilisé pour les mesures au sol, a été développé dans notre pays. Notre réseau de stations de surveillance est l'un des plus vastes du monde, et, le Centre de données mondiales sur l'ozone et sur le rayonnement ultraviolet étant situé sur notre territoire, nous avons la responsabilité d'archiver les mesures de l'ozone faites dans le monde entier. Le Canada est également fier d'avoir été l'une des Parties originales au Protocole de Montréal et parmi les nombreux pays qui ont rempli, voire dépassé, les obligations contractées aux termes du Protocole et de ses amendements.

On trouvera ici un bref aperçu de l'état de la science de l'ozone en 1997, année du dixième anniversaire du Protocole de Montréal. Compilé par des scientifiques canadiens, ce document puise dans des recherches tant canadiennes qu'étrangères pour résumer notre compréhension actuelle de l'appauvrissement de l'ozone et de ses effets. Il met aussi en lumière les résultats des recherches canadiennes et, le cas échéant, les données, ainsi que les points d'intérêt particulier pour le Canada, comme l'appauvrissement de l'ozone dans l'Arctique et les impacts des changements du rayonnement UV sur les écosystèmes forestiers et aquatiques.

SUR LA VOIE DU PROTOCOLE

La possibilité d'une influence de l'homme sur la couche d'ozone a été soulevée dès 1964, lorsque John Hampton, du Centre d'étude et de recherche sur les armements (Canada), a fait remarquer que l'ozone pouvait être endommagé par les émissions de vapeur d'eau des fusées et des avions volant à haute altitude. Dans la décennie suivante, les projets visant à faire circuler des avions supersoniques commerciaux dans la basse stratosphère ont de nouveau attiré l'attention sur la question, comme l'a fait le débat sur les effets environnementaux des armes nucléaires. En 1974, cependant, paraissaient deux articles qui ont ajouté une tout autre dimension à la question de l'appauvrissement de la couche d'ozone. Le premier, publié dans le *Journal canadien de chimie* par Richard Stolarski et Ralph Cicerone, de l'université du Michigan, décrivait un processus par lequel le chlore présent dans les émissions des fusées pouvait catalyser la destruction de grandes quantités d'ozone stratosphérique pendant de

nombreuses dizaines d'années. Presque en même temps, de leur côté, deux chercheurs de l'université de Californie, Mario Molina et Sherwood Roland, ont exprimé des préoccupations similaires quant à une perte d'ozone catalysée par le chlore, mais suggéré l'existence d'une source beaucoup plus importante de chlore anthropique dans la stratosphère. Dans un article présenté dans *Nature*, ils avançaient que nombre des chlorofluorocarbures (CFC) largement utilisés par l'industrie pouvaient migrer jusque dans la stratosphère, où ils dissocieraient sous l'effet de l'intense rayonnement ultraviolet et libéreraient des quantités significatives de chlore.

Ce que laissaient entendre ces articles était inquiétant. La société, semblait-il, allait devoir faire un choix : ou préserver l'intégrité de la couche d'ozone, qui empêche les rayons ultraviolets d'atteindre la surface de la Terre en quantités nocives pour les formes de vie, ou conserver les avantages économiques offerts par les CFC, groupe précieux de substances chimiques par ailleurs inoffensives qui étaient devenues essentielles à une vaste gamme d'applications, comme la réfrigération et la fabrication de mousses et de composantes électroniques. Les risques potentiels pour la santé humaine et les écosystèmes étaient graves et sans précédent, et il semblait fort coûteux d'abandonner les CFC. En outre, la destruction de l'ozone dans des réactions catalysées par le chlore semblait plausible, mais on n'avait pas encore de preuve empirique d'une perte d'ozone dans la stratosphère. La situation s'est compliquée en 1975 lorsque S.C. Wofsy, M.B. McElroy et Y.I. Yung, de l'université d'Harvard, ont montré que le brome, utilisé dans les halons ignifugeants, avait lui aussi le potentiel de détruire l'ozone. Bien évidemment, la question a soulevé une chaude controverse, tant dans la communauté scientifique qu'à l'extérieur de celle-ci.

Dans le monde entier, des scientifiques d'universités, de gouvernements et de l'industrie ont réagi en intensifiant les recherches sur le sujet. Le problème immédiat était de confirmer, ou d'infirmer, les nouvelles théories sur la destruction de l'ozone et d'en évaluer les implications pour une vaste gamme d'impacts potentiels. Vu la grande variabilité naturelle des concentrations d'ozone, dans le temps comme dans l'espace, il n'était pas facile de détecter l'empreinte d'une perturbation anthropique et de vérifier les processus en jeu. À mesure que les chercheurs recueillaient de nouvelles informations sur la chimie et la dynamique de l'atmosphère moyenne, le problème devenait plus complexe et les incertitudes croissaient. La modélisation des processus régissant l'abondance de l'ozone s'est révélée extrêmement difficile, en partie du fait des limitations de la puissance de calcul des ordinateurs et en partie du fait des incertitudes quant aux vitesses de réaction et à d'autres aspects critiques des mécanismes de destruction. Les premières projections de l'appauvrissement par les CFC étaient donc fort divergentes. Cependant, vers le milieu des années 80, la connaissance des processus gouvernant l'abondance de l'ozone avait considérablement progressé. Lorsque le Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE) et l'Organisation météorologique mondiale (OMM) publièrent leur première grande évaluation internationale de l'ozone en 1986, ce rapport a pu non seulement donner une analyse complète de la menace que représentaient les CFC 11 et 12, mais aussi mettre en évidence d'autres substances qui avaient le potentiel de détruire l'ozone stratosphérique. En outre, il attirait l'attention sur le fait que nombre de ces substances étaient des gaz à effet de serre très puissants, dont la présence dans l'atmosphère pouvait influer sérieusement sur le réchauffement planétaire et le changement climatique.

La réaction à cette menace d'un appauvrissement de l'ozone a été variable d'un pays à l'autre. Elle a été la plus forte dans ceux où l'intérêt des médias et de groupes environnementaux dynamiques garantissaient à la question une place à l'ordre du jour politique. Dans un certain nombre de ceux-ci, on a institué des commissions d'enquête et intensifié les activités de recherche, pour que les gouvernements puissent disposer de plus d'information sur la nature et les implications du problème. En 1978, quelques pays en étaient arrivés à la conclusion qu'il serait prudent de suspendre les utilisations les moins essentielles des CFC jusqu'à ce que soient mieux définis les risques qui en découlaient. C'est ainsi que les États-Unis ont interdit d'utiliser des CFC pour les produits en aérosols non essentiels en mars de cette année, mesure reprise par le Canada, la Norvège et la Suède peu après. La Communauté européenne, après avoir rejeté les propositions formulées par les Pays-Bas, puis par l'Allemagne, de restreindre l'utilisation des CFC, a accepté en 1980 d'imposer un recul de 30 %, chiffre plus modeste.

Le problème de l'ozone était cependant une question avant tout d'ordre international, et ne pouvait se régler que via des actions internationales. Ce genre de mesure a été préconisé relativement tôt par le Programme des Nations Unies pour l'environnement, sous le leadership de son directeur exécutif de l'époque, M. Mostafa Tolba. En 1976, le PNUE convoquait une conférence internationale pour discuter d'une réponse internationale à la question de l'ozone. Lors de cette conférence, tenue à Washington en mars 1977, fut rédigé un " Plan mondial d'action concernant la couche d'ozone ", qui chargeait le PNUE de favoriser et de coordonner les activités internationales de recherche et de collecte de données. En même temps, on formait un Comité de coordination de la couche d'ozone, sous l'égide du PNUE, pour examiner les évaluations internationales périodiques de la question de l'appauvrissement.

La possibilité de fixer des limites internationales à la production et à l'utilisation des CFC fut soulevée un mois plus tard lors d'une autre réunion internationale à Washington, mais elle ne recueillit pas assez d'appui ni à ce moment-là ni à plusieurs autres occasions dans les années qui suivirent. En avril 1981, toutefois, le Conseil d'administration du PNUE autorisait l'organisme à entreprendre des travaux en vue d'une entente pour la protection de la couche d'ozone. La

première mesure fut prise en janvier 1982, lorsque 24 États se réunirent à Stockholm et convinrent de créer un " Groupe de travail spécial constitué d'experts juridiques et techniques chargés de l'élaboration d'une convention-cadre mondiale pour la protection de la couche d'ozone ". En 1983, le groupe dit " de Toronto " (pour l'endroit où s'est tenue sa première réunion), composé de représentants du Canada, de la Finlande, de la Norvège, de la Suède et, plus tard, des États-Unis, recommanda une interdiction mondiale des utilisations non essentielles des CFC comme propulseurs d'aérosols et proposa qu'un protocole à vocation réglementaire distinct soit élaboré et adopté en même temps que la convention-cadre.

Ces efforts en vue d'une entente-cadre ont abouti en mars 1985, avec la signature de la Convention de Vienne pour la protection de la couche d'ozone. Les États participants acceptaient alors d'adopter des mesures (qui n'étaient cependant pas définies) pour protéger la couche d'ozone et de prendre des dispositions en matière de coopération internationale dans les secteurs de la recherche, de la surveillance et de l'échange de données sur l'état de la couche d'ozone, ainsi que sur les émissions et concentrations de CFC et d'autres substances chimiques. La convention n'était pas assortie d'un protocole de réglementation, mais, dans une autre résolution, le PNUE fut autorisé à lancer les négociations en vue d'un protocole ayant force obligatoire qui serait prêt en 1987.

La Convention de Vienne était certes une étape importante, mais on ne disposait pas du consensus international nécessaire à l'efficacité d'un protocole de réglementation. Il fut donc décidé de tenir deux ateliers en 1986 pour revoir certaines des grandes questions économiques et scientifiques. Oeuvrant de manière informelle, plus à titre personnel qu'en tant que membres de délégations nationales, des experts de l'ONU, de gouvernements, de l'industrie, d'universités et de groupes environnementalistes se sont réunis, d'abord à Rome, puis à Leesburg, en Virginie. Bien qu'il ait persisté de nombreuses divergences, les réunions ont réussi à établir une plus large base d'entente en vue des négociations. Un des plus importants points issus de ces discussions était l'idée d'un protocole provisoire, qui ne fournirait pas de solution définitive à tous les problèmes en suspens, mais pourrait être périodiquement réévalué et révisé à mesure de l'évolution des faits et de l'élargissement des connaissances scientifiques.

Les négociations proprement dites ont débuté à Genève en décembre 1986. Des rencontres tenues par la suite à Vienne et de nouveau à Genève ont aidé à rapprocher les points de vue, mais, lorsque les délégués se sont réunis à Montréal le 8 septembre 1987, il demeurait d'importants désaccords sur des questions telles que les substances à réglementer, le recours à la production ou à la consommation comme base des restrictions, l'étendue des limites imposées et le moment de leur mise en oeuvre, le choix d'une année de référence, et les dispositions concernant les pays en développement. Ce n'est qu'après des négociations intensives qu'on a pu en arriver à une entente le 16 septembre.

La conclusion d'un accord si important et si novateur doit beaucoup aux talents de persuasion et à la persévérance des négociateurs, mais divers autres facteurs importants y ont contribué. Le rôle de la communauté scientifique internationale a été particulièrement crucial. Bien que les scientifiques n'aient pas pu lever toutes les incertitudes qui pesaient, et pèsent encore, sur la question de l'ozone stratosphérique, ils ont réussi à les réduire et à avancer des raisons impérieuses d'agir. Le hasard aussi est intervenu, tout spécialement avec la découverte en 1985 du trou d'ozone de l'Antarctique. Cette découverte n'a pas confirmé les théories sur la destruction de la couche d'ozone, mais soulevé de nouvelles questions, et surtout sensibilisé davantage les leaders d'opinion et le public au fait que quelque chose arrivait à l'atmosphère et qu'il fallait prendre des mesures préventives. L'entente devint également beaucoup plus proche de se matérialiser après 1986, lorsque l'industrie chimique des États-Unis, l'un des plus gros producteurs de CFC du monde, abandonna son opposition aux restrictions. Enfin, ce fut la souplesse même de l'accord qui le rendit acceptable à nombre des parties. Il ne visait pas à résoudre d'un seul coup un problème si complexe, ce qui aurait été utopique. Au contraire, il établissait un mécanisme d'examen continu, pour que l'on puisse raffiner les politiques en fonction des nouvelles réalités et des meilleures informations disponibles. En fait, une de ses plus grandes réalisations a été de créer un mécanisme d'action continue. Comme le faisait remarquer M. Mostafa Tolba, le Protocole de Montréal était un point de départ, le début des véritables travaux.

Jalons : 1987-1997

La dernière décennie a vu la science de l'ozone avancer de façon très significative, tant par l'amélioration des capacités de recherche et de surveillance que par des progrès concrets dans la compréhension de l'appauvrissement et de ses effets sur la quantité de rayonnement qui atteint la surface de la Terre. Un des plus importants développements est survenu à la fin des années 80, lorsque des efforts de recherche intensifs ont éclairci le mystère du trou d'ozone de l'Antarctique et découvert le rôle joué dans sa formation par les nuages stratosphériques polaires (PSC) et la chimie hétérogène. En 1990, on avait recueilli des informations importantes sur les tendances de l'ozone dans d'autres parties du monde, et l'on a découvert des pertes de l'ordre de 5 % par décennie aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord. Après l'éruption du mont Pinatubo en 1991, il est également devenu évident que les aérosols sulfatés injectés dans la stratosphère par l'activité volcanique pouvaient causer une importante destruction de l'ozone. Plus récemment, on a eu des preuves que des pertes significatives étaient survenues dans l'Arctique du fait de réactions hétérogènes sur les PSC. En 1993, le lien soupçonné entre l'appauvrissement de l'ozone et l'augmentation du rayonnement UV à la surface a été confirmé par

l'analyse de données spectrales. L'étude, menée par des scientifiques d'Environnement Canada, a récemment été étendue pour couvrir une période de 11 ans se terminant en 1996. Elle a mis en évidence une tendance positive d'environ 1 % par an du rayonnement à 300 nm en été.

Parmi les autres progrès notables de la dernière décennie :

- une compréhension approfondie du transport de l'ozone et d'autres gaz traces, découlant de la détermination du rôle des structures filamenteuses à petite échelle dans les processus de mélange en haute troposphère et en basse stratosphère;
- l'application de nouvelles techniques de mesure de l'ozone et d'autres composantes de l'atmosphère à partir du sol, de ballons et de satellites;
- des progrès de la modélisation chimique, dont la capacité d'intégrer les processus chimiques dans les modèles de circulation générale et les modèles de prévision;
- une augmentation considérable du nombre de stations effectuant des mesures spectrales des UV et de la longueur de l'enregistrement de données;
- une évaluation et, dans certains cas, la vérification par des mesures des effets des CFC et d'autres substances destructrices de l'ozone sur le forçage radiatif et le changement climatique;
- des indices d'un lien possible entre le changement climatique et l'appauvrissement de l'ozone dans l'Arctique;
- une meilleure compréhension des effets des nuages, du dioxyde de soufre et de l'albédo sur l'intensité du rayonnement UV atteignant la surface.

Les progrès de la compréhension des processus d'appauvrissement et de nouvelles preuves d'une perte d'ozone ont précipité un resserrement marqué et une extension du régime de réglementation du Protocole. L'entente originale demandait que l'utilisation des CFC soit réduite de 50 % au milieu de 1998 et la consommation de halons gelée aux niveaux de 1986 en 1992, mais les amendements adoptés aux réunions de Londres (1990) et de Copenhague (1992) ont imposé l'élimination quasi totale de ces substances, puis ramené les échéances d'élimination graduelle à la fin de 1994 pour les halons et à la fin de 1995 pour les CFC. En outre, le tétrachlorométhane et le méthylchloroforme, les HCFC et les HBFC (utilisés comme substituts des CFC et des halons), ainsi que le bromométhane, ont été assujettis à une réglementation. Le tétrachlorométhane, le méthylchloroforme et les HBFC devaient être éliminés à la fin de 1995, et la consommation de HCFC en 2030. D'autres réunions, tenues à Vienne (1995) et à Costa Rica (1996), ont conduit à une réduction de l'utilisation du bromométhane et à une entente pour y mettre fin totalement d'ici 2010.

TENDANCES ACTUELLES

La perte d'ozone la plus importante et la plus spectaculaire est survenue au début du printemps de l'Antarctique, les valeurs de l'ozone total ayant chuté de plus de 65 % depuis 1975. Les pertes sur l'Arctique au cours de la même période ont été moindres, les régimes de circulation étant différents, mais demeurent de l'ordre de 12 %. Pendant ce temps, aux latitudes moyennes, l'ozone s'appauvrissait au rythme de 5 % par décennie.

Les cartes jointes montrent les différences entre les quantités d'ozone au-dessus du Canada au moment de la signature du Protocole de Montréal, en 1987, et dix ans plus tard, en 1997. Entre ces deux périodes de six mois, c'est dans le haut-Arctique que les pertes ont été les plus fortes (jusqu'à 12 %) et dans le sud-est qu'elles ont été les plus basses (environ 3 %). Cependant, en 1996, les valeurs de l'ozone dans l'Arctique sont tombées à 30 % sous la normale pendant une courte période; au printemps de 1997, elles étaient inférieures à la normale de 45 % sur le haut-Arctique et de 7 % aux latitudes moyennes du pays. Cet appauvrissement exceptionnellement fort dans l'Arctique au printemps dernier est probablement dû à des régimes inhabituels de températures et de vents en altitude qui peuvent, à leur tour, être liés aux effets radiatifs de concentrations accrues de gaz à effet de serre.

Entre-temps, en raison de la mise en oeuvre du Protocole de Montréal, l'augmentation des concentrations atmosphériques de CFC a ralenti considérablement depuis les alentours de 1990 et, dans le cas du CFC-11, les concentrations ont même commencé à décliner. À mesure que baisseront les concentrations stratosphériques de CFC et d'autres substances destructrices de l'ozone, celles de chlore et de brome devraient faire de même. Si les dispositions du Protocole de Montréal sont pleinement respectées par toutes les Parties, la concentration stratosphérique de chlore, qui est actuellement de 3,5 parties par milliard (ppb) devrait plafonner au cours des prochaines années, puis diminuer graduellement, pour revenir à son niveau naturel de 1,0 ppb un peu après l'an 2100.

Considérant les baisses prévues des concentrations de substances destructrices d'ozone ainsi que de chlore et de brome stratosphériques, quand peut-on penser que la couche d'ozone sera rétablie et quand pourrons-nous détecter que le rétablissement est déjà amorcé? Le graphique ci-joint montre le déroulement de la baisse de l'ozone entre 1965 et 1996. Il fait ensuite une comparaison simplifiée de ce qui pourrait se passer si nos hypothèses présentes sur l'appauvrissement de l'ozone sont bonnes, et que le Protocole de Montréal et ses amendements sont pleinement mis en oeuvre, avec un second scénario selon lequel les concentrations de substances destructrices de l'ozone restent aux niveaux de 1997. Bien que le graphique repose sur une base scientifique minime, il révèle

La couche d'ozone a-t-elle beaucoup changé depuis 1987?

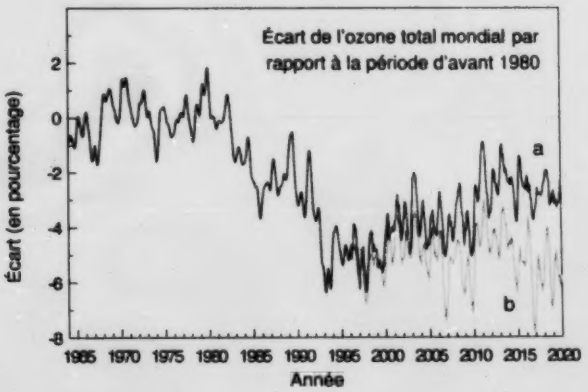
Ozone total–janvier à juin 1987

Ozone total–janvier à juin 1997

Différence en pourcentage entre les périodes de janvier à juin pour 1987 et 1997

La carte du haut montre les abondances moyennes de l'ozone au-dessus du Canada pour la période de janvier à juin 1987, et celle du milieu la même information pour la même période de 1997. Les différences en pourcentage entre les deux périodes sont portées sur la carte du bas, qui révèle des baisses variant de 3 % dans le sud du Canada à environ 4 % sur les Prairies et jusqu'à 12 % dans le haut-Arctique. Bien que ces variations concordent avec les tendances décennales, si l'on comparait d'autres années, comme 1985 et 1995, on obtiendrait des résultats différents. Les cartes ont été réalisées à partir de mesures au sol et par satellite.

Quand pourrait-on détecter le rétablissement de la couche d'ozone?



On voit ici l'enregistrement de l'ozone total mondial pour la période de 1964 à 1996 et deux projections basées sur des scénarios différents. La branche (a), qui représente le meilleur cas, postule que le Protocole de Montréal et ses amendements seront pleinement mis en oeuvre et que les concentrations de chlore et de brome baisseront conformément aux projections de l'évaluation du PNUE de 1994. Elle suppose aussi que l'appauvrissement n'est dû qu'aux substances destructrices de l'ozone. La branche (b) repose sur l'hypothèse que les concentrations de toutes ces substances restent à leurs niveaux de 1997.

Bien que ces projections soient relativement grossières, elles montrent qu'il s'écoulera plusieurs années avant que l'on puisse détecter le début du rétablissement et plusieurs autres avant qu'on en mesure l'ampleur. Le rétablissement réel se situera probablement entre les deux cas présentés, parce que le Protocole pourra ne pas être totalement respecté par toutes les Parties et que l'appauvrissement peut être lié à d'autres substances ou facteurs dont on ne connaît pas encore le rôle.

Le graphique est tiré d'un modèle statistique très simple d'appauvrissement induit par le chlore et dépendant de la saison, modifié par l'ajout de bruit aléatoire et des cycles solaire et quasi biennal de l'ozone.

qu'une tendance nette à une augmentation de l'ozone ne se dessinera peut-être pas avant 2005 ou 2010. En fait, les indications en ce sens pourraient même être encore retardées, parce que le Protocole pourrait ne pas être totalement respecté et qu'il pèse encore des incertitudes sur notre compréhension de la science. Du fait de ces mêmes incertitudes, il est difficile de prédire avec confiance à quel moment les concentrations d'ozone reviendront aux niveaux naturels. Comme l'indiquent les récentes et étonnamment grandes pertes d'ozone dans l'Arctique, la question peut réserver d'autres surprises.

Le nouvel ordre du jour

Pour faire des prévisions fiables du rétablissement futur de la couche d'ozone, il faudra disposer d'une modélisation complète et détaillée de la chimie et de la dynamique de l'atmosphère. À l'heure actuelle, cependant, nos modèles sous-estiment généralement l'ampleur de la perte d'ozone réellement survenue et ne peuvent pas simuler avec exactitude tous les aspects de la distribution de l'ozone en fonction de l'altitude, de l'endroit et de l'époque de l'année. Ces limites portent à penser qu'il y a des lacunes dans notre connaissance de la chimie de l'ozone et de la dynamique de l'atmosphère. Elles peuvent aussi être des indices de la présence dans la stratosphère d'autres substances destructrices de l'ozone que l'on n'a pas encore reconnues comme telles. En outre, l'ampleur inattendue des récentes pertes d'ozone dans l'Arctique indique qu'il faut étudier plus avant l'atmosphère de cette région et, en particulier, les effets qu'y ont des concentrations accrues de gaz à effet de serre. Il est maintenant relativement certain que la hausse des abondances de ces gaz a entraîné un refroidissement de la stratosphère, et qu'une stratosphère arctique plus froide constitue un milieu plus favorable à la destruction de l'ozone. Enfin, même si l'on connaît raisonnablement bien les effets de l'accroissement du rayonnement UV sur les systèmes biologiques, notre connaissance n'en est pas complète, et il se peut que d'autres mécanismes d'endommagement n'aient pas encore été repérés. De plus, il reste à étudier en détail les implications des interactions écologiques et d'autres stress environnementaux liés aux effets des UV.

Malgré les progrès remarquables de la science de l'ozone dans la dernière décennie, le problème de l'appauvrissement n'est pas encore résolu. Dans les dix prochaines années, notre tâche sera de combler les lacunes dans nos connaissances de l'appauvrissement induit par le chlore et le brome, tout en élargissant notre compréhension des effets d'autres facteurs sur la quantité d'ozone. Parallèlement, il nous faudra poursuivre nos efforts de surveillance et de détection du rétablissement de la couche d'ozone, et étendre nos travaux sur les effets biologiques de la hausse des quantités de rayonnement UV.

Si nous respectons ce programme pendant les dix années à venir, nous disposerons d'une bien meilleure base pour assurer le rétablissement de la couche d'ozone, et pour élaborer des réponses efficaces afin de protéger entre temps la santé humaine et la vitalité des écosystèmes. Nous aurons aussi une compréhension plus profonde des interactions complexes des processus dynamiques, radiatifs et photochimiques qui gouvernent l'atmosphère, donc de meilleurs outils pour prévoir sa réaction à d'autres éventuelles perturbations.

Distribution atmosphérique de l'ozone et des substances destructrices de l'ozone et changements observés

1.1 Mesure et surveillance mondiales de l'ozone

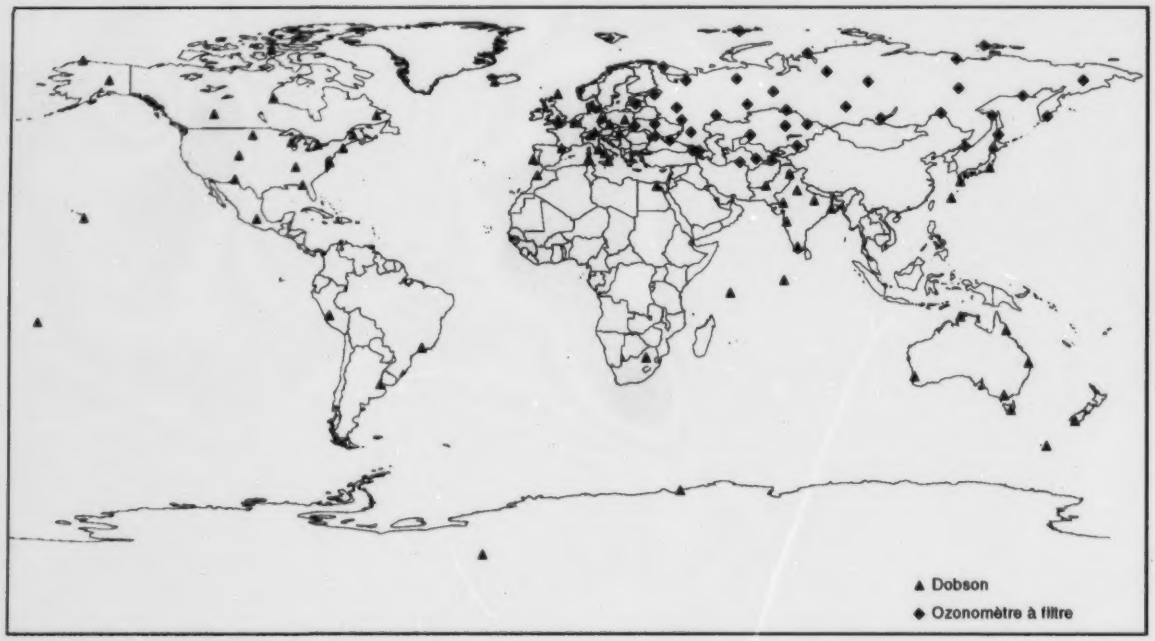
L'ozone (O_3), forme allotrope de l'oxygène O_2, est le plus important constituant trace de la stratosphère. Bien qu'il ne soit présent qu'en concentrations relatives de l'ordre de quelques parties par million, il absorbe assez efficacement le rayonnement ultraviolet pour être la principale source de chaleur dans l'atmosphère aux altitudes comprises entre 10 et 50 km. L'absorption des UV par l'ozone cause une inversion de température, à laquelle on doit l'existence de la stratosphère. L'ozone a aussi un grand pouvoir radiatif, avec de fortes bandes d'émission dans la région infrarouge de 9,6 mm. Dans la plage des UVB (290 à 315 nm), il absorbe avec une efficacité qui s'accroît de façon exponentielle à mesure que la longueur d'onde diminue, si bien qu'à 290 nm le rayonnement au sol est inférieur d'un facteur de plus de 10^4 aux valeurs mesurées au-dessus de la couche d'ozone (voir chapitre 4). C'est cette forte variation de l'absorptivité avec la longueur d'onde dans la région des UVB qui est à la base des méthodes opérationnelles de Brewer et Dobson pour la mesure de l'ozone.

L'ozone est la principale source du radical OH, hautement réactif, qui régit l'extraction d'un grand nombre de molécules organiques de l'atmosphère. Dans la troposphère, c'est aussi un polluant, ce qui signifie qu'à la concentration naturelle s'ajoutent les apports anthropiques. Comme le lien avec l'atome supplémentaire d'oxygène peut facilement être rompu, l'ozone est un fort oxydant, à la fois corrosif pour les matériaux et toxiques pour les plantes et les animaux. Principal composant du smog, il est produit dans les grands centres urbains et sous le vent de ceux-ci par des réactions photochimiques faisant intervenir des composés organiques volatils (COV) et des oxydes d'azote (NO_x) (voir chapitre 3). Les intrusions d'air stratosphérique sont également une grande source d'ozone dans la troposphère (voir chapitre 2). À l'échelle planétaire, la distribution et la climatologie de l'ozone troposphérique semblent hautement variables et n'ont pas encore été bien établies par des mesures exhaustives. Bien que cet aspect fasse l'objet de nombreuses recherches, le présent document concerne essentiellement l'état des connaissances actuelles sur l'ozone dans la stratosphère.

Des mesures régulières de la teneur en ozone de l'atmosphère ont été entreprises au début des années 20 par G.M.B. Dobson, à l'aide d'instruments spectrographiques. C'est en 1927 qu'il a construit la première version de ce qu'on appelle maintenant le spectrophotomètre d'ozone de Dobson, qui permet des mesures précises des intensités relatives du rayonnement solaire à des paires de longueurs d'onde du spectre UV; la colonne d'ozone total[1] est déduite de ces mesures et des coefficients d'absorption connus de l'ozone aux longueurs d'onde de mesure. Le Canada en a acheté un en 1948. Jusqu'aux années 50, il n'y avait dans le monde qu'une vingtaine de stations qui opéraient régulièrement, situées pour la plupart dans l'hémisphère Nord, et, à la fin de cette décennie, certaines avaient déjà mis fin à leur programme de mesures. À cette époque, on étudiait l'ozone dans l'espoir que les recherches sur les mouvements dans la stratosphère, dont l'ozone était un bon traceur, permettraient d'améliorer les modèles de prévision météorologique. C'est pourquoi nous disposons d'une si complète base de données sur l'ozone pour les années 60 et 70, bien avant que les scientifiques ne s'intéressent à l'appauvrissement de la couche d'ozone. Des observations systématiques de l'ozone, mettant

[1] Épaisseur équivalente de la couche d'ozone, exprimée comme colonne verticale d'ozone pur. L'unité standard, le dobson, vaut 10^{-5} m à 0 °C et à la pression au niveau de la mer. La moyenne planétaire de l'ozone total est d'environ 300 dobsons, ce qui équivaut à une épaisseur de 3 mm.

1975



1995

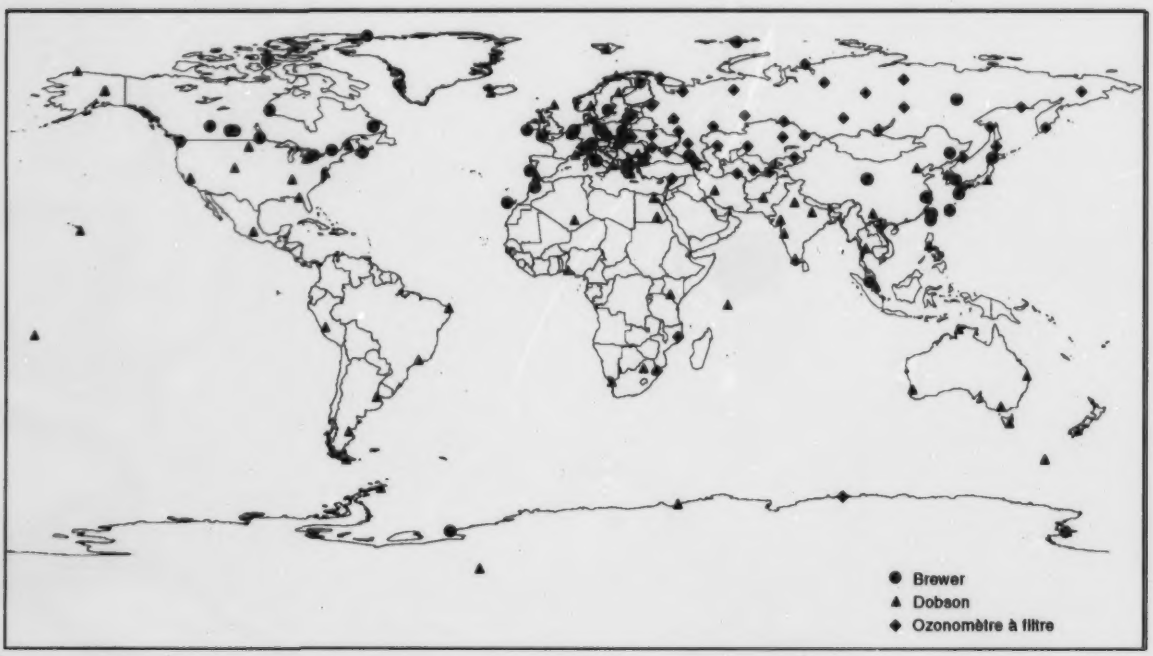


Figure 1.1 Distribution géographique des stations de mesure au sol de l'ozone en 1975 et 1995.

en jeu des méthodes d'observation et des protocoles d'étalonnage communs définis par la Commission internationale de l'ozone en collaboration avec l'Organisation météorologique mondiale (OMM), ont été lancées en préparation de l'Année géophysique internationale (1957-1958). Ces procédures standard ont formé la base du Système mondial d'observation de l'ozone, qui compte maintenant 160 stations opérant en continu. Les observations régulières de l'ozone total sont faites à l'aide de trois grands types d'instruments : les spectrophotomètres de Dobson et de Brewer, qui peuvent mesurer l'ozone total avec une précision de 1 % [p. ex. Kerr *et al.*, 1988], et les ozonomètres à filtre M-83 et M-124, moins précis [p. ex. Bojkov *et al.*, 1994]. La figure 1.1 présente la répartition géographique des stations. Le Centre de données mondiales sur l'ozone et sur le rayonnement ultraviolet, où sont réunies toutes les mesures de l'ozone effectuées depuis le sol, est situé dans les locaux d'Environnement Canada à Toronto.

Un nombre relativement faible de stations effectuent des mesures régulières du profil vertical de la concentration d'ozone à l'aide d'ozonosondes embarquées sur ballon. Les deux grands types sont la sonde Brewer-Mast [Brewer et Milford, 1960] et l'ECC [Komhyr, 1969]. Les deux mesurent la concentration d'ozone *in situ*, via sa réaction avec une solution aqueuse d'iodure de potassium. C'est une technique très sensible, qui peut donner une très fine résolution verticale. Elle permet aussi une excellente précision, mais sa sensibilité à la contamination et les erreurs découlant d'une mauvaise manipulation ou d'occasionnels problèmes mécaniques de la sonde proprement dite la rendent moins fiable que les méthodes optiques. Chaque fois que c'est possible, on compare donc les données des ozonosondes avec les mesures de l'ozone total par les méthodes de Brewer ou Dobson.

Il n'y a que quelques stations qui aient un programme régulier de mesure datant d'avant les années 80. Comme la perte d'ozone semble avoir commencé entre 1970 et 1980, leurs enregistrements sont particulièrement précieux. Les séries chronologiques des ozonosondages de ces stations sont en effet parmi les plus longs enregistrements de mesure de l'ozone qui existent, ainsi que les seules séries de mesure dans la troposphère libre et les mesures à résolution verticale les plus précises dans la basse stratosphère. Les stations offrant d'importants enregistrements à long terme sont les suivantes : Hohenpeissenberg et Lindenberg (Allemagne), Payerne (Suisse), Uccle (Belgique), Boulder, les îles Wallops (contiguës aux États-Unis), Barrow (Alaska), Hilo (Hawaii), Resolute, Churchill, Goose Bay et Edmonton (Canada), Tateno et Sapporo (Japon), ainsi que le pôle Sud et Syowa, en Antarctique. Un nombre beaucoup plus élevé de stations ont commencé plus récemment à effectuer des sondages, et un certain nombre d'autres ont des enregistrements importants, mais intermittents. Au Canada, on fait régulièrement des ozonosondages depuis 1966, présentement sur une base hebdomadaire à six stations. Des lancers supplémentaires sont effectués aux périodes particulièrement intéressantes, comme le printemps de l'Arctique.

Les observations Umkehr sont prises à l'aide d'un spectrophotomètre ultraviolet qui mesure l'intensité de l'éclairement venant du ciel au zénith à diverses longueurs d'onde sur des distances zénithales du soleil comprises entre 60° et 90°. À mesure que le Soleil se couche (ou se lève), la hauteur moyenne de diffusion du rayonnement varie à cause de l'atténuation du rayonnement direct et diffusé due à l'absorption par l'ozone et à la diffusion de Rayleigh. Comme ces deux facteurs augmentent lorsque la longueur d'onde diminue, la hauteur moyenne de diffusion se décale vers le haut en fonction des distances zénithales plus rapidement pour les petites longueurs d'onde que pour les plus grandes. La lumière de courte longueur d'onde, qui est diffusée plus haut dans l'atmosphère, se propage sur un trajet qui traverse en moyenne une quantité d'ozone moindre. La variation d'intensité de la lumière en fonction de la longueur d'onde et de la distance zénithale permet donc de déterminer le profil vertical de l'ozone, dans la mesure où la distribution du gaz reste constante pendant la période considérée.

La résolution verticale de la méthode Umkehr est d'environ deux hauteurs d'échelle (5-10 km) dans la stratosphère [Mateer et Dutsch, 1964; Mateer et Deluisi, 1992; McElroy et Kerr, 1995]. Elle est relativement insensible à la distribution de l'ozone dans la basse atmosphère (0 à 15 km). La figure 1.2 [McElroy et Kerr, 1995] montre la performance du Brewer-Umkehr en comparaison avec le profil moyen déduit de mesures faites par lidar, par des ozonosondes et par un radiomètre hyperfréquences. On voit que la méthode

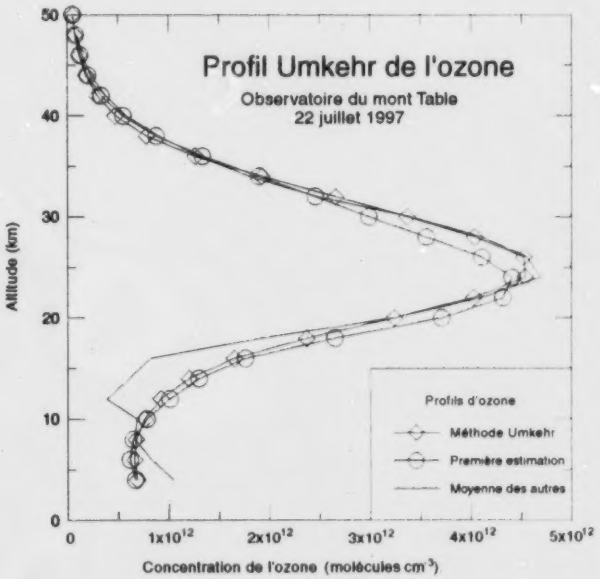


Figure 1.2 Comparaison d'un profil dérivé des mesures Umkehr avec la moyenne des profils fournis par les autres types de mesure (deux par lidar, une par ozonosondage et une en hyperfréquence) [McElroy et Kerr, 1995].

Umkehr donne de très bons résultats dans la gamme d'altitudes de 20 à 40 km et fournit des informations utiles jusqu'à 45 ou 50 km.

Des observations Umkehr sont effectuées depuis que cet effet a été étudié par Götz [Götz *et al.*, 1934], dans les années 20, et elles font régulièrement partie des programmes d'observation automatisée du spectrophotomètre Brewer. L'analyse de ces données pour y détecter des tendances de la distribution verticale de l'ozone aux altitudes supérieures est une tâche complexe et, bien que de telles études aient déjà été publiées pour les observations Dobson [Mateer et Dutsch, 1964; Mateer et Deluisi, 1992; OMM, 1994], on en a fait beaucoup moins pour les données des appareils Brewer, plus récents [Hahn *et al.*, 1995; McElroy *et al.*, 1997].

Tableau 1 : Sites canadiens de mesure de l'ozone à partir du sol

Station	Ozone total	Autres équipements
Alert	Brewer (1989)	Ozonosondes (1987)
Churchill	Brewer (Dobson, 1964)	Ozonosondes (1973)
Edmonton	Brewer (Dobson, 1957)	Ozonosondes (1970)
Eureka	Brewer (1992)	Ozonosondes, lidars, spectromètres infrarouge à transfor mée de Fourier, spectromètres de Fabry-Pérot, radiomètres
Goose Bay	Brewer (Dobson, 1962)	Ozonosondes (1969)
Halifax	Brewer (1992)	
Montréal	Brewer (1993)	
Resolute	Brewer (Dobson, 1957)	Ozonosondes (1966)
Saskatoon	Brewer (1988)	
Saturna	Brewer (1990)	
Toronto	Brewer (Dobson, 1960)	Lidar, 1991 [ISTS]
Regina	Brewer (1994)	
Winnipeg	Brewer (1992)	

Les dates indiquent le début des observations régulières. Tous les sites sont exploités par Environnement Canada, mais le lidar de Toronto et celui d'Eureka le sont par l'Institut de science terrestre et spatiale (ISTS).

Entre 1957 et 1964, on a installé à cinq sites du Canada des spectrophotomètres Dobson, qui ont été remplacés au milieu des années 80 par le spectrophotomètre d'ozone Brewer automatisé, mis au point par des scientifiques d'Environnement Canada. Le Brewer, qui compare les intensités de cinq longueurs d'onde UVB pour mieux corriger l'effet des substances absorbantes autres que l'ozone, est maintenant en opération à environ 90 sites, répartis dans le monde entier. Des appareils Brewer ont récemment été installés à sept autres sites au Canada (tableau 1; figure 1.3). Les données du réseau Brewer sont livrées en temps quasi réel aux centres de prévision météorologique, qui les utilisent pour confectionner les prévisions quotidiennes de l'ozone et l'indice UV. Des versions modifiées du spectrophotomètre Brewer sont également utilisées pour surveiller les valeurs de la colonne de NO_2 à plusieurs sites et pour effectuer des mesures des UVB à résolution spectrale à tous les sites du Canada. Du fait de sa grande superficie, le Canada dispose de l'un des plus vastes réseaux de mesure de l'ozone à partir du sol.

Figure 1.3 Stations canadiennes de mesure au sol de l'ozone en 1997.

Le Réseau pour la détection de changements stratosphériques (NDSC) regroupe des stations au sol de grande qualité effectuant des recherches par télédétection, qui observent, pour mieux le comprendre, l'état physique et chimique de la stratosphère. Les cibles des mesures sont l'ozone et certains composés chimiques et paramètres clés liés à l'ozone. Le NDSC est un volet important des efforts internationaux de recherche sur la haute atmosphère et reçoit l'appui d'organismes scientifiques nationaux et internationaux, dont la Commission internationale de l'ozone, le Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE) et l'OMM. Après cinq ans de planification, de conception d'appareils et de mise en place, le NDSC est entré en opération en janvier 1991, avec les objectifs suivants :

1) effectuer des observations de manière à détecter et comprendre les changements survenus dans l'état physique et chimique de la stratosphère et, en particulier, de manière à détecter les changements de la couche d'ozone et à en déterminer les causes le plus tôt possible;
2) fournir un étalonnage indépendant des capteurs des satellites stratosphériques;
3) recueillir des données qui puissent être utilisées pour tester et améliorer les modèles multidimensionnels de la chimie et de la dynamique stratosphériques.

Un observatoire de l'ozone stratosphérique a été construit par Environnement Canada en 1992 dans le haut-Arctique, près de la station météorologique d'Eureka, sur l'île d'Ellesmere. L'observatoire, qui est un centre de recherche atmosphérique dans l'Arctique et un élément important du NDSC, est utilisé par des chercheurs d'universités canadiennes, du Japon et des États-Unis, ainsi que d'Environnement Canada. Les observations sont effectuées à l'aide de deux systèmes lidar, l'un conçu pour avoir des profils verticaux

Figure 1.4 Observatoire de l'ozone stratosphérique du NDSC, situé à Eureka, haut-Arctique. (Photo fournie par Luc Sarrazin et Greg Sorensen.)

de l'ozone et de la température [Donovan *et al.*, 1996] et l'autre pour déterminer la structure verticale des aérosols provenant d'éruptions volcaniques ou présents sous la forme de nuages stratosphériques polaires ou de brume arctique. On y surveille aussi l'ozone grâce à un spectrophotomètre Brewer modifié et à des ozonosondes lâchées à la station météorologique d'Eureka. Des spectrophotomètres infrarouge à transformée de Fourier sont utilisés pour déterminer les valeurs des colonnes de plusieurs gaz atmosphériques jouant un rôle dans la chimie de l'ozone, comme les acides fluorhydrique et chlorhydrique [Donovan *et al.*, 1997].

Depuis 1970, les satellites donnent une image mondiale de l'ozone total et (quoique moins) de sa distribution verticale. Le détecteur d'ultraviolet à rétrodiffusion, embarqué sur le satellite Nimbus 4 en avril 1970, a fourni pendant plusieurs années les premières données sur l'ozone total [Stolarski *et al.*, 1997]. Depuis 1978, grâce aux spectromètres TOMS (spectromètres de cartographie de l'ozone total) embarqués sur Nimbus 7, sur Meteor 3 [Herman et Larko, 1994] et récemment sur Earth Probe et sur ADEOS (Système de pointe d'observation de la Terre), on a recueilli un enregistrement de données planétaires quotidiennes à haute résolution sur l'ozone total, qui couvre maintenant plus de 17 ans. On dispose d'enregistrements à long terme d'observations de l'ozone pour plusieurs autres instruments satellitaires : les détecteurs de rayonnement solaire ultraviolet rétrodiffusé SBUV (1979) et SBUV/2 (plusieurs depuis 1984), les appareils de l'Expérience sur les gaz et aérosols stratosphériques SAGE et SAGE II (1979 et 1984) et les instruments du sondeur vertical opérationnel TIROS, ainsi que plusieurs instruments embarqués sur le satellite américain de recherche sur la haute atmosphère (UARS). Plus récemment (1996), l'Expérience de surveillance de l'ozone à l'échelle du globe (GOME) sur la plate-forme européenne ERS-2 a commencé à effectuer des mesures de l'ozone total et du profil. Les premières mesures de l'ozone à partir de l'espace étaient souvent d'une qualité inférieure à celle des mesures au sol. Cependant, en procédant à de grands exercices de comparaison avec les mesures au sol et avec d'autres mesures effectuées dans l'espace, et en s'attachant à la caractérisation des instruments, on a pu améliorer les algorithmes de réduction des données au point où les mesures de l'ozone total depuis l'espace sont maintenant jugées compatibles avec celles des stations au sol les mieux étalonnées [McPeters et Labow, 1996].

Le Canada participe à la surveillance de l'ozone depuis l'espace via des collaborations scientifiques et techniques avec d'autres pays et des ententes de coopération sur le partage des coûts et des données avec des organismes météorologiques et spatiaux aux États-Unis et d'Europe. Le spectromètre d'ozone canadien OSIRIS, qui sera embarqué sur le satellite suédois ODIN en 1998, en est un exemple. Le Canada a également assumé une partie du coût de la plate-forme européenne ENVISAT (qui sera lancée en 1999), sur laquelle seront embarqués trois instruments de mesure de l'ozone et d'espèces chimiques associées. En outre, plusieurs instruments canadiens d'étude de la chimie et de la dynamique de l'ozone ont été proposés dans le cadre du troisième plan spatial à long terme de l'Agence spatiale canadienne.

Les mesures *in situ*, effectuées par des ballons de forte charge utile montant à haute altitude et plus récemment par des avions volant à haute altitude, qui ne se prêtent généralement pas aux activités de surveillance décrites ci-dessus, ont contribué et contribuent encore beaucoup à notre compréhension de la chimie fine de l'ozone stratosphérique. L'avantage de ces plates-formes est que l'on peut procéder simultanément à un grand nombre de mesures, vu le nombre d'appareils qu'elles peuvent porter, et qu'on peut faire des méthodes de mesure directe *in situ* au lieu de recourir à la télédétection. Elles fournissent des données qui autorisent une comparaison directe avec les sorties des modèles photochimiques de la couche d'ozone et qui sont essentielles à la validation de ces derniers. Une série de campagnes menées avec l'aéronef ER-2 de la NASA ont donné une confirmation spectaculaire de l'hypothèse que le trou d'ozone de l'Antarctique était dû à des réactions chimiques catalysées par le chlore, en faisant la preuve de la corrélation inverse entre le ClO et l'ozone pendant la formation du trou [Anderson *et al.*, 1989; Brune *et al.*, 1989]. L'objectif du programme est de mesurer toutes les espèces chimiques gouvernant le bilan de l'ozone dans la stratosphère, ainsi que leurs sources et puits, et de faire des mesures d'une précision suffisante pour comprendre et différencier les rôles de la chimie et du transport. Des campagnes récentes se sont concentrées sur la chimie des latitudes moyennes et sur celle de l'Arctique [Brune *et al.*, 1990; autres références incluses].

Le Canada a participé à un certain nombre de campagnes de mesures par appareils embarqués sur ballon [Evans *et al.*, 1977, 1982, 1985; Hilsenrath *et al.*, 1986] et collabore actuellement au programme ER-2 en fournissant un spectromètre UV/visible qui permet des mesures à résolution spectrale

d'intensité absolue du rayonnement solaire aux longueurs d'onde photochimiquement actives et des mesures de l'ozone au-dessus de l'aéronef. À ce jour, cet instrument a été embarqué sur plus de 100 vols [McElroy, 1995; McElroy *et al.*, 1995].

L'assimilation des données, une technique statistique, est une caractéristique essentielle des systèmes modernes de prévision météorologique numérique, que plusieurs groupes de divers pays appliquent maintenant aux observations de l'ozone dans la stratosphère [Fisher et Lary, 1995; Levelt *et al.*, 1996]. L'assimilation des données sert à obtenir une estimation optimale de la valeur d'une variable de l'état de l'atmosphère (comme la concentration d'ozone) en combinant des observations, pondérées à l'inverse de leurs covariances d'erreur estimatives, avec les estimations antérieures de cette valeur, pondérées par leurs covariances d'erreur estimatives. Les estimations antérieures contiennent de l'information provenant d'observations précédentes, d'autres mesures ou de mesures de quantités connexes (p. ex. température ou tourbillon potentiel). Cette information est importée dans un modèle de l'atmosphère qui exprime les relations physiques, dynamiques et physiques entre ces sources d'information antérieure et la variable d'intérêt. C'est une technique puissante, qui peut donner des interpolations très utiles dans les régions où les données sont rares, et corriger (ou mettre en évidence) les lacunes ou inhomogénéités des mesures et des modèles. Tant les modèles que les méthodes permettant de ramener à un minimum l'erreur totale de l'estimation deviennent rapidement de plus en plus sophistiqués.

Figure 1.5 Assimilation de données GOME (Institut météorologique royal des Pays-Bas)

La modélisation et l'assimilation des données de l'atmosphère moyenne sont aussi l'objet d'importantes recherches au Canada. Environnement Canada et plusieurs universités canadiennes collaborent au développement d'algorithmes d'assimilation des données recueillies par les appareils décrits plus haut. Les données d'ozone et de vent peuvent être assimilées via le modèle canadien de l'atmosphère moyenne (MCAM) et par le modèle opérationnel global de prévision [Tarasick *et al.*, 1996a]. Des programmes similaires de recherche sur l'assimilation des données d'ozone sont en cours en Europe, aux États-Unis et en Australie. Une connaissance accrue de la circulation et de la dynamique de l'ozone devrait déboucher sur une meilleure compréhension de la variabilité et du changement de l'ozone stratosphérique (voir chapitre 2). De plus, l'ozone étant le principal constituant chimique et radiatif de l'atmosphère moyenne, en l'incluant dans les modèles, on pourra peut-être améliorer la modélisation du climat à des fins d'étude du changement planétaire, ainsi que les performances de prévision des modèles météorologiques, surtout à moyenne et longue échéance.

1.2 Distribution, climatologie et variation naturelle

1.2.1 Distribution de l'ozone total

On a découvert les grandes caractéristiques de la distribution planétaire de l'ozone total dans les débuts des observations régulières, au cours des années 20 [Dobson *et al.*, 1926, 1929, 1930]. La plus importante est un fort gradient méridien, les valeurs les plus basses étant observées à l'équateur et sous les tropiques et les plus fortes aux latitudes moyennes et élevées (figure 1.6), qui suit un cycle annuel bien défini, avec un maximum au printemps et un minimum à l'automne. Le cycle annuel de l'ozone total en un point donné a donc une amplitude qui est fonction de la latitude, les amplitudes maximales se rencontrant près de 60° N et 60° S. Sous les tropiques, les variations saisonnières sont faibles, l'ozone affichant un maximum en été; en région équatoriale, il n'y en a essentiellement pas.

L'explication de ce comportement, également déduite par Dobson puis confirmée par Brewer [1949] à partir de mesures de la vapeur d'eau faites par des aéronefs, est que les valeurs élevées des latitudes extratropicales sont dues au transport depuis la région source tropicale. L'ozone est formé par l'action du rayonnement solaire ultraviolet sur l'oxygène moléculaire, surtout sous les tropiques à des altitudes supérieures à environ 30 km. Bien que ce soit là que l'on trouve les concentrations relatives les plus fortes, les valeurs plus modérées de 1 à 2 ppmv rencontrées aux alentours de 15 km contribuent beaucoup plus à l'ozone total de la colonne, parce que la densité de l'atmosphère à cette altitude est supérieure d'un ordre de grandeur. Les rapports de

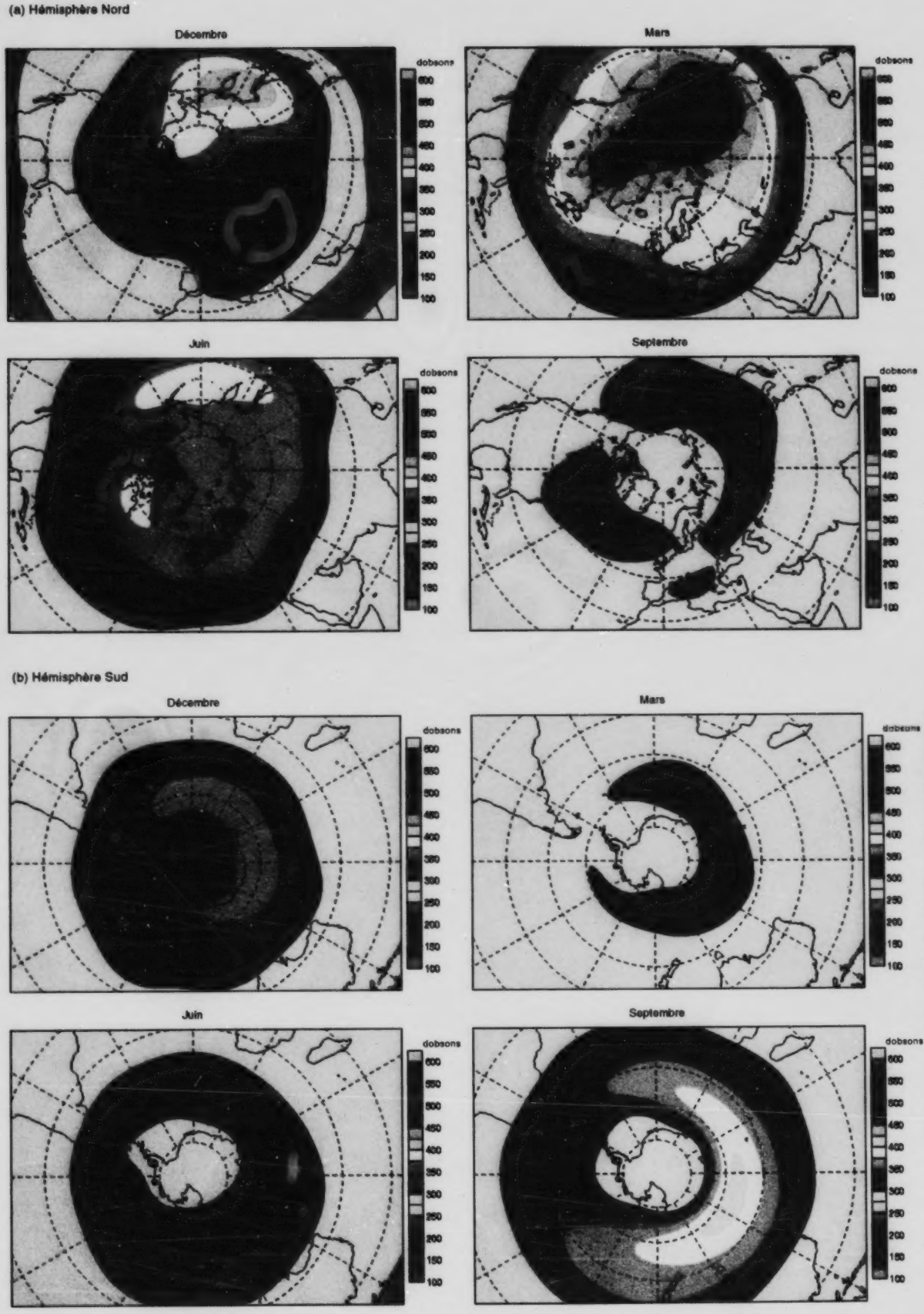


Figure 1.6
Ozone total global pour les deux hémisphères. **(a)** Hémisphère Nord : valeurs moyennes pour la période 1979-1988. **(b)** Hémisphère Sud : valeurs moyennes pour la période 1979-1988, exception faite de l'Antarctique, couvert de 1960 à 1980.

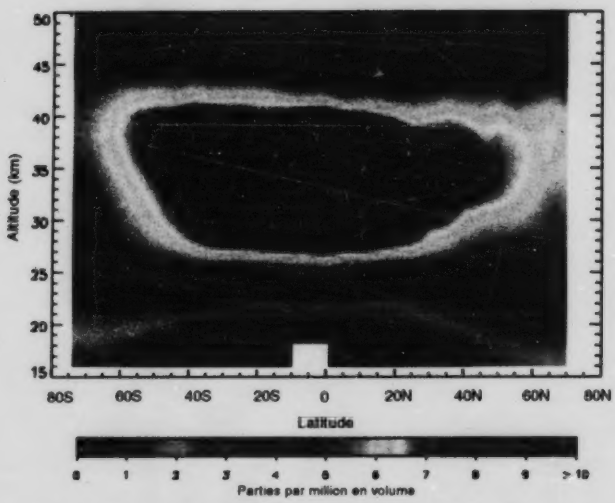
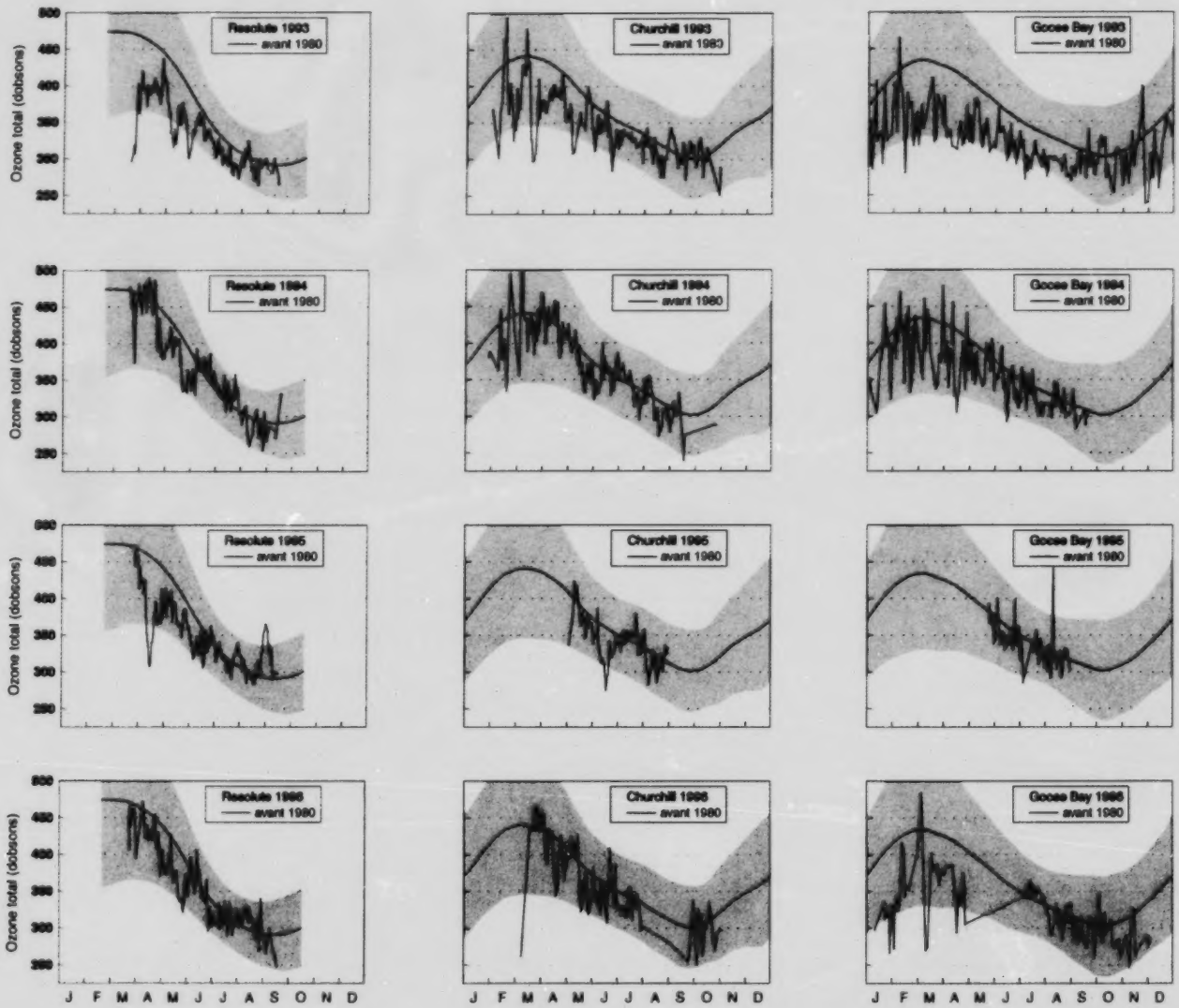


Figure 1.7 Valeurs moyennes du rapport de mélange de l'ozone, en fonction de l'altitude et de la latitude pour mars 1980. Données tirées de SAGE II.

mélange dans la basse stratosphère sont plus élevés aux latitudes moyennes et vers les pôles (figure 1.7). Cette distribution méridienne est liée à la relativement longue durée de vie (chiffrée en mois ou en années) de l'ozone dans la basse stratosphère, et à la circulation de Brewer-Dobson (voir chapitre 2), qui transporte l'ozone stratosphérique des tropiques vers les pôles et vers le bas aux latitudes élevées. Cette circulation connaît un maximum d'intensité et de variabilité en hiver; les valeurs maximales de l'ozone total de la colonne et la variabilité la plus forte se rencontrent donc dans la stratosphère d'hiver en-dessous de 20 km d'altitude.

C'est grâce à l'expansion du réseau mondial de mesure de l'ozone pendant et après l'Année géophysique internationale (1957-1958) que l'on a pu analyser la climatologie de l'ozone et remarquer des caractéristiques méridiennes de sa distribution, comme le maximum printanier sur l'Arctique canadien [London *et al.*, 1976]. La climatologie planétaire de l'ozone total a également été déduite des données satellitaires [p. ex. Bowman et Krueger, 1985]. Plus récemment, Randel et Wu [1995] ont préparé un atlas détaillé de l'ozone total, de sa



variabilité et de sa distribution verticale, à partir des données du SBUV et du SBUV/2 pour la période de 1978 à 1994.

La variabilité de l'ozone est également fonction de la saison et de la latitude. Elle est moindre à l'équateur et sous les tropiques, et plus forte aux latitudes moyennes et élevées, surtout en hiver et au printemps. L'écart-type de la moyenne quotidienne au cycle annuel est d'environ 4-5 % aux basses latitudes; aux latitudes moyennes et élevées, il varie de 7-8 % en automne à 12-15 % à la fin de l'hiver et au début du printemps.

La figure 1.8 présente les moyennes quotidiennes de l'ozone total de la colonne à cinq stations canadiennes. On n'a utilisé que des observations en visée solaire directe (les plus fiables). On voit bien la plage de variation de la colonne d'ozone (plus large en hiver) et le cycle saisonnier. Les données sont comparées à la moyenne de toutes les valeurs mesurées avant 1980, indiquée par la courbe (lissée). Ici comme ailleurs, nous avons pris la période antérieure à 1980 comme point de référence pour l'atmosphère « naturelle ». La zone ombrée montre la plage 2s de variation pour cette période (on y retrouve 95 % des observations faites avant 1980). Les courbes de la rangée supérieure montrent clairement les records de basse valeur de l'ozone enregistrés à toutes les stations du Canada au début de 1993 [Kerr *et al.*, 1993].

La distribution de l'ozone total sur le Canada est typique des latitudes moyennes et élevées de l'hémisphère Nord : le cycle annuel a son maximum en mars et son minimum en octobre, et les valeurs printanières sont plus élevées aux hautes latitudes qu'aux latitudes moyennes. La figure 1.9 montre la distribution moyenne de l'ozone total au Canada de 1979 à 1988. Les cartes ont été réalisées à partir des données satellitaires de TOMS, en y ajoutant les observations de Dobson et Brewer en lumière lunaire pour les régions plongées dans la nuit polaire [Fioletov, 1993]. Le maximum printanier est mis en évidence à la figure 1.9. Au-dessus de la station de Resolute, dans l'Arctique canadien, l'ozone total peut atteindre des valeurs aussi élevées que celles observées en

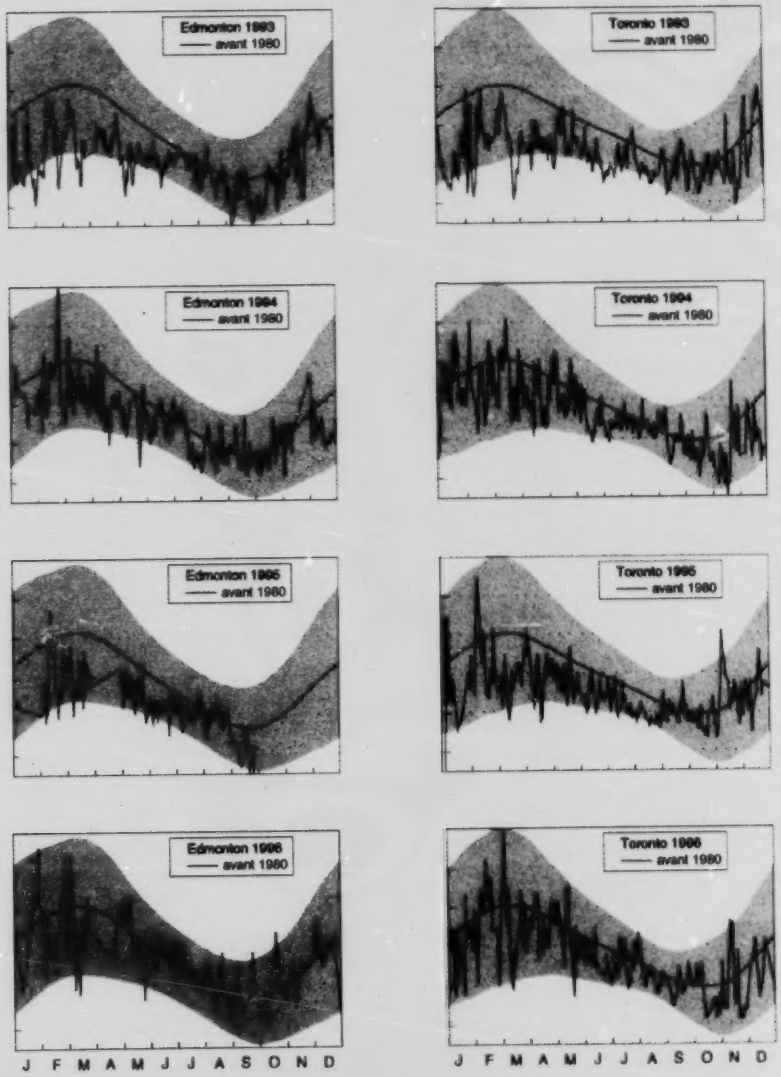


Figure 1.8 Observations quotidiennes de l'ozone total de la colonne à cinq stations canadiennes, 1993-1996, et moyenne (lissée) sur 60 jours de toutes les mesures prises avant 1980. Les valeurs du printemps sont généralement plus basses que la moyenne d'avant 1980. Le lissage est effectué à l'aide d'un filtre triangulaire pleine largeur mi-maximmum de 365 jours, semblable à celui mentionné en 1.3.1.

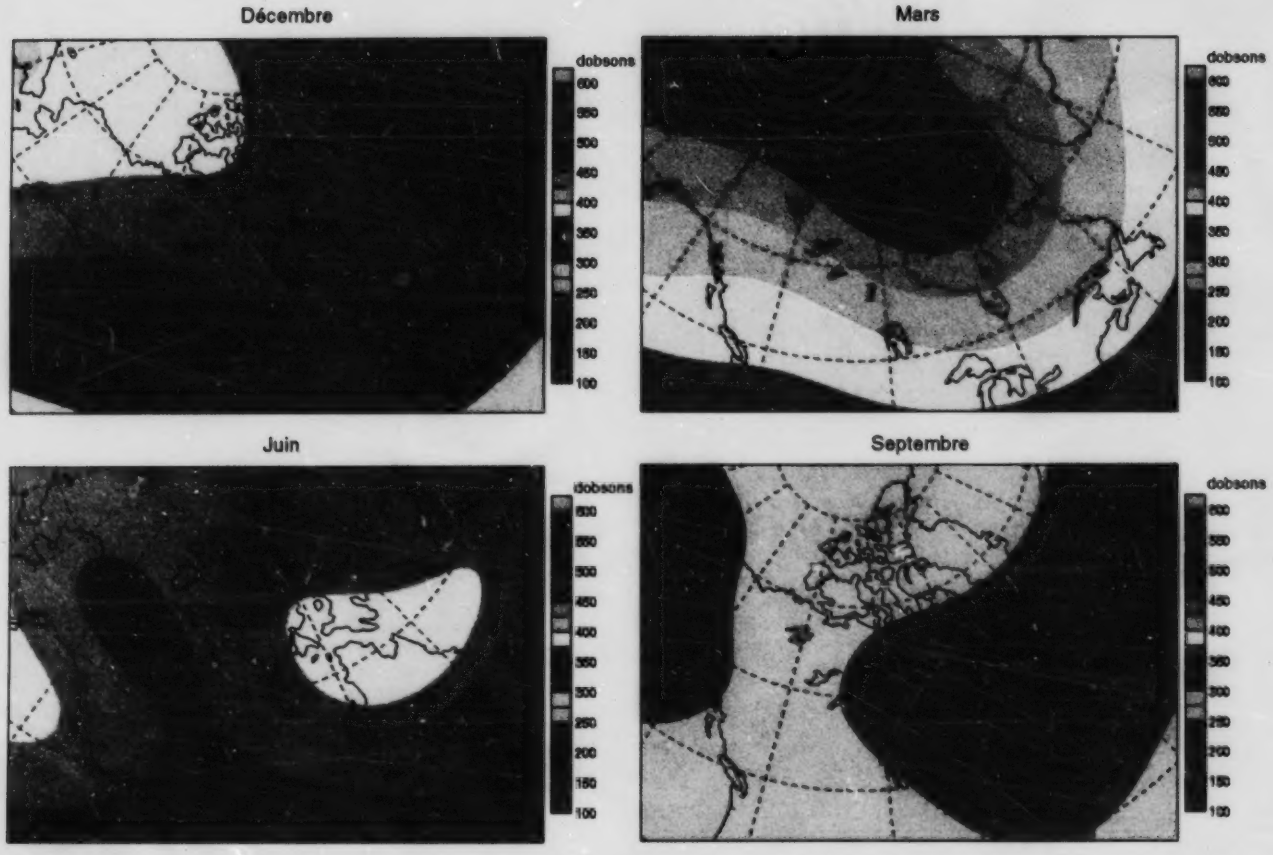


Figure 1.9 Distribution moyenne de l'ozone total au-dessus du Canada entre 1979 et 1988 en décembre, mars, juin et septembre.

n'importe quel autre point de la planète (~600 dobsons). En septembre, le gradient méridien de l'ozone est beaucoup moins prononcé.

1.2.2 Distribution verticale de l'ozone

Le profil vertical de l'ozone peut être exprimé soit par le rapport de mélange, généralement en parties par million ou par milliard en volume, soit par la concentration, généralement en molécules par centimètre cube ou en dobsons par kilomètre, soit par la pression partielle d'ozone, généralement en nanobars (10^{-6} hPa). La pression partielle et le produit de la concentration et de la température absolue sont proportionnels.

La figure 1.10 présente des profils verticaux de l'ozone types au printemps et en automne pour Edmonton (53° N) et Resolute (78° N), ainsi que les profils de température correspondants. Le rapport de mélange de l'ozone est relativement constant dans la troposphère, de sorte que la concentration d'ozone (pression partielle) baisse à mesure que l'on monte en altitude jusqu'à la tropopause (indiquée par le minimum de température). La concentration d'ozone augmente rapidement avec l'altitude dans la basse stratosphère, jusqu'à un maximum atteint près de 100 hPa. À Resolute, le maximum est plus élevé et survient à une altitude un peu moindre.

Les profils pour mars montrent des structures fortement feuilletées, dites strates (voir chapitre 2).

En été et au automne, les maximums, beaucoup moins élevés, se rencontrent à des altitudes plus grandes (parce que la tropopause est aussi plus haute). La figure 1.11 montre la distribution verticale moyenne de la concentration d'ozone aux mêmes sites en fonction du moment de l'année.

1.2.3 Variations naturelles de l'ozone

Comme le montre la figure 1.8, les concentrations d'ozone sont hautement variables aux échelles de temps de quelques jours ou plus. Les fluctuations quotidiennes de l'ozone total, surtout aux latitudes moyennes et élevées, peuvent être très grandes, atteignant dans certains cas 100 dobsons ou plus. Elles sont de toute évidence liées à la dynamique de l'atmosphère. La stratosphère, étant sus-jacente à la troposphère, est nécessairement fortement influencée par les variations de pression et de température (c.-à-d. les systèmes météorologiques d'échelle synoptique) qui surviennent dans cette région de masse plus élevée. Les strates d'ozone montrées

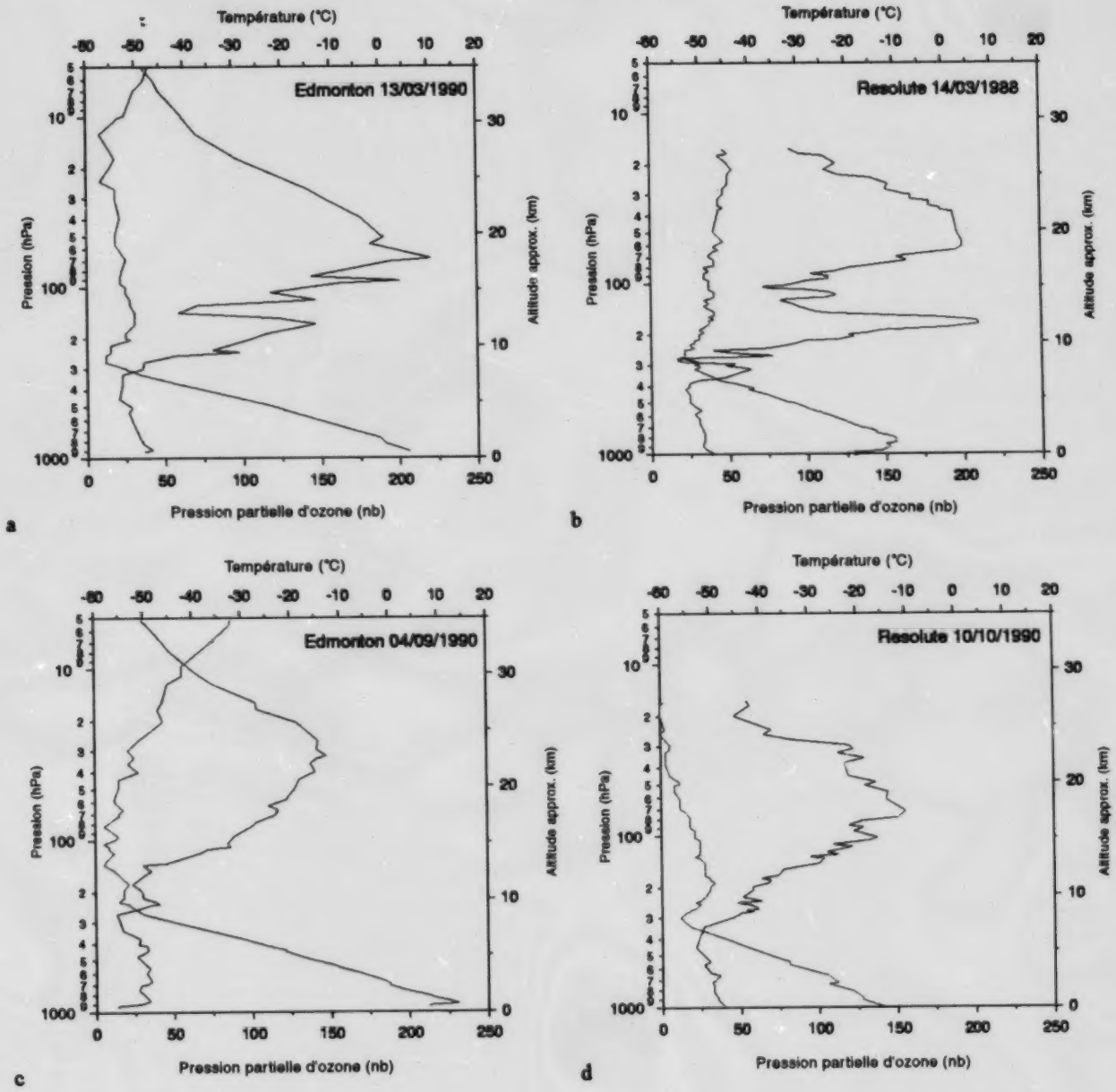


Figure 1.10 Profils verticaux de la pression partielle d'ozone et de la température pour Edmonton (13 mars 1990), Resolute (14 mars 1988), Edmonton (4 septembre 1990) et Resolute (10 octobre 1990).

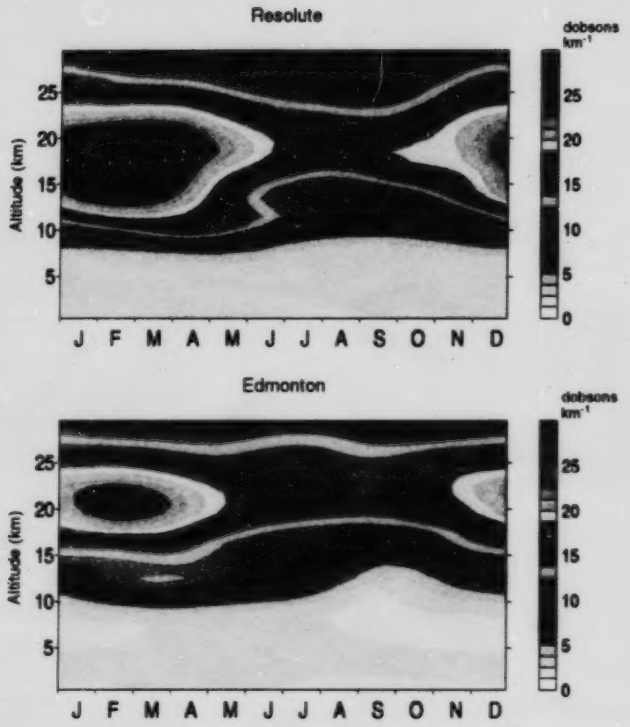


Figure 1.11 Variation annuelle de la densité d'ozone (en dobsons km^{-1} et basée sur les moyennes à long terme antérieures à 1980) en fonction de l'altitude, à Resolute Bay (78° N) et Edmonton (53° N).

par la figure 1.10 sont une preuve du transport horizontal à grande échelle, alors que les fluctuations de l'ozone total sont très fortement corrélées à la hauteur de la tropopause.

Un examen de séries chronologiques plus longues montre, outre le cycle annuel, une variabilité persistante à plus long terme qui a plusieurs causes [p. ex. Angell et Korshover, 1973]. L'oscillation quasi biennale (QBO) des valeurs de l'ozone est apparemment due aux changements dans la vitesse du transport méridien de l'ozone, induite par l'oscillation quasi biennale du vent stratosphérique équatorial. La période de la QBO de l'ozone est généralement d'environ 27 ou 28 mois, mais peut varier entre 20 et 30 mois. C'est la principale fluctuation de l'ozone après le cycle annuel aux basses latitudes; aux latitudes moyennes et élevées, elle est en opposition de phase avec les tropiques. La frontière entre les deux régimes est située entre 10° et 15° dans les deux hémisphères [Bowman, 1989; Hamilton, 1989; Chandra et Stolarski, 1991; Hasebe, 1994]. L'amplitude du signal de la QBO dans l'enregistrement de l'ozone en région extra-équatoriale dépend de la saison [p. ex. Randel et Cobb, 1994; Yand et Tung, 1994; Bojkov et Fioletov, 1995]. Elle est généralement de l'ordre de 2 à 4 % [Hasebe, 1983; Lait *et al.*, 1989; Gray et Ruth, 1993], mais peut être plus grande en hiver aux latitudes élevées [p. ex. Yang et Tung, 1994].

Du fait du cycle undécennal du Soleil, le taux de production d'ozone varie avec les fluctuations de l'activité solaire. Bien que les variations de la production solaire totale ne soient que d'environ 1 % sur la totalité du cycle, celles qui prennent place dans la région des UV sont plusieurs fois supérieures. L'amplitude de cet effet sur l'ozone total est de l'ordre de 1 à 2 % [OMM, 1989; Chandra et McPeters, 1994; Huang et Brasseur, 1993; Chandra, 1991; Reinsel *et al.*, 1987] et de 5 à 7 % dans la haute stratosphère [Chandra et McPeters, 1994].

Un certain nombre d'études [Zerefos *et al.*, 1992; Shiotani et Hasebe, 1994; Randel et Cobb, 1994] ont trouvé un important signal de l'El Niño-oscillation australe (ENSO) dans l'ozone total en région équatoriale et tropicale, avec une échelle de temps caractéristique d'environ 4 ans. Shiotani [1992] a montré une différence selon la longitude dans le signal ENSO à l'équateur : pendant les épisodes El Niño, il existe des anomalies positives sur l'ouest du Pacifique et des anomalies négatives sur l'est de cet océan. La situation est inversée pendant les épisodes La Niña. En outre, les valeurs zonales moyennes de l'ozone en région équatoriale sont plus basses pendant les épisodes El Niño que pendant les épisodes La Niña. Il y a certaines indications que le signal lié à l'ENSO est visible aux latitudes extra-tropicales [p. ex. Randel et Cobb, 1994], surtout sur le Pacifique, où son amplitude peut atteindre 6 % pendant les forts événements ENSO.

1.3 Tendances et distribution de l'ozone total

1.3.1 Changements à long terme de l'ozone

Depuis le milieu des années 80, on a constaté d'importants changements dans la couche d'ozone. La découverte du trou d'ozone de l'Antarctique [Farman *et al.*, 1985] a été la première preuve irréfutable de l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique. À cette époque, les valeurs de l'ozone total au printemps de l'Antarctique étaient tombées à 200 dobsons, alors qu'elles étaient de 300 à 350 dans les années 60 et 70. Depuis lors, le trou est devenu généralement plus profond et plus large chaque année. Dans les années 90, presque chaque année, on a vu des valeurs de 110 à 120 dobsons sur l'Antarctique, et la superficie totale de la zone où les valeurs étaient inférieures à 220 dobsons au printemps dépassait 20 millions de kilomètres carrés. Des valeurs inférieures à 100 dobsons ont été mesurées en 1993 et en 1994, avec un minimum record de 88 le 28 septembre 1994. En 1996, on a enregistré un minimum de 111 dobsons, et la superficie du trou était presque aussi grande qu'en 1993, année record [NASA, 1996]. Les données d'ozonosondage ont montré une destruction totale (>99 %) de l'ozone entre 14 et 19 km d'altitude pendant les épisodes de trou d'ozone des dernières années (OMM, 1994).

La figure 1.12 présente une coupe des valeurs moyennes selon la latitude et la saison pour les périodes de 1964 à 1980

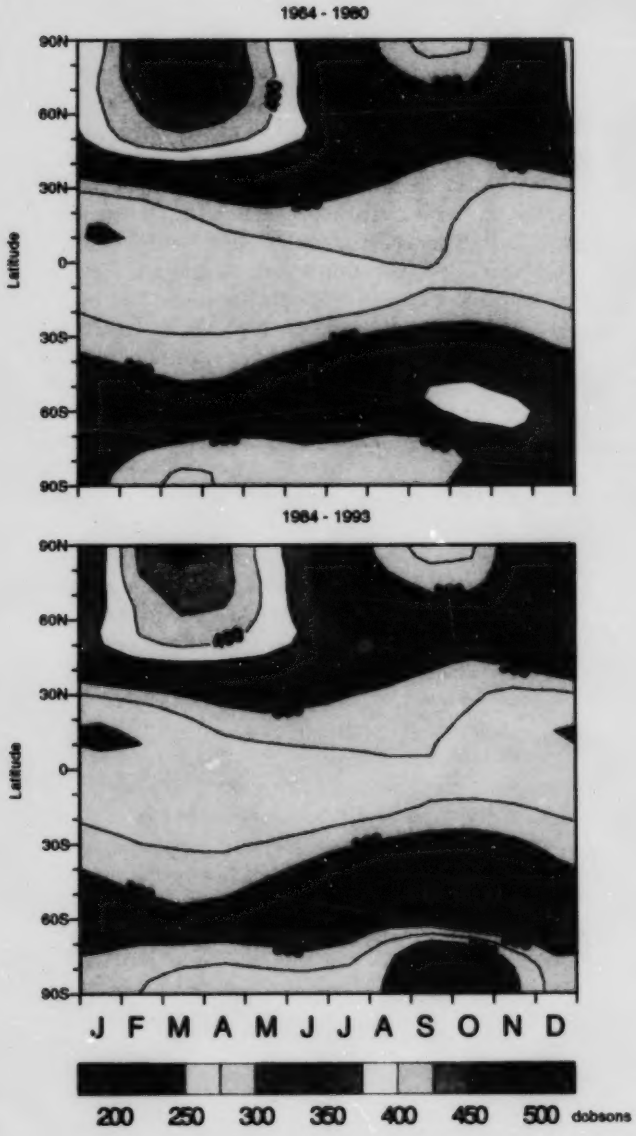


Figure 1.12 Ozone total moyen (en dobsons) en fonction de la latitude et de la saison pour les périodes de 1964 à 1980 et de 1984 à 1993. (Mise à jour des données de Bojkov et Fioletov [1995].)

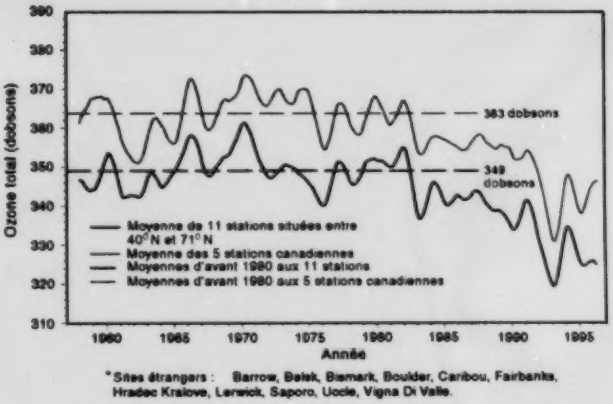


Figure 1.13 Ozone total à cinq stations canadiennes et 11 autres sites des latitudes moyennes (moyenne lissée, filtre triangulaire de 1 an).

et de 1984 à 1993 [Bojkov et Fioletov, 1995]. Les différences de la distribution de l'ozone entre les hémisphères sont nettement visibles pour les mois d'hiver et de printemps : dans les deux périodes, il y a 50 à 75 dobsons d'ozone de moins à 60° S en octobre qu'à 60° N en mars. C'est probablement dû au fait que l'activité des ondes planétaires est moindre dans l'hémisphère Sud (voir chapitre 2), phénomène lui-même imputable au fait qu'il y a beaucoup moins de terres dans cet hémisphère. On remarque aussi des pertes d'environ 25 dobsons entre les deux périodes, à 60° dans chaque hémisphère en hiver. Le changement le plus prononcé se situe au sud de 75° S en octobre, et l'on peut nettement voir la formation du trou d'ozone de l'Antarctique.

La baisse de l'ozone est beaucoup moins marquée aux latitudes moyennes que dans l'Antarctique, mais est clairement révélée par les enregistrements à long terme. La figure 1.13 présente les variations à moyen et long terme de l'ozone total au-dessus du Canada, comparativement à celles d'autres sites des latitudes moyennes de l'hémisphère Nord. La courbe du haut donne la moyenne des mesures quotidiennes de l'ozone total à cinq stations canadiennes (avec un ajustement sur la période de 1957 à 1964 pour tenir compte du fait que les stations n'étaient pas toutes en opération), la courbe du bas la moyenne des mesures des autres stations. Dans chaque cas, on a soustrait la variation saisonnière lissée (p. ex. la courbe en trait continu de la figure 1.8) des valeurs quotidiennes individuelles, et le reste a été lissé avec un filtre[2] triangulaire pleine largeur mi-maximum de 365 jours [Kerr, 1991].

[2] Chaque point de la courbe lissée est donc une moyenne pondérée des données originales (désaisonnalisées) : c.-à-d. si S_i et R_i sont respectivement les valeurs de la courbe lissée et les données brutes désaisonnalisées pour le jour i, alors

$$S_i = \frac{\sum_{n=-730}^{730} R_{i+n} W_n}{\sum_{n=-730}^{730} W_n}, \quad W_n = \frac{730-|n|}{730} \text{ si } R_{i+n} \text{ existe}, \quad W_n = 0 \text{ autrement}$$

On supprime ainsi les variations à court terme.

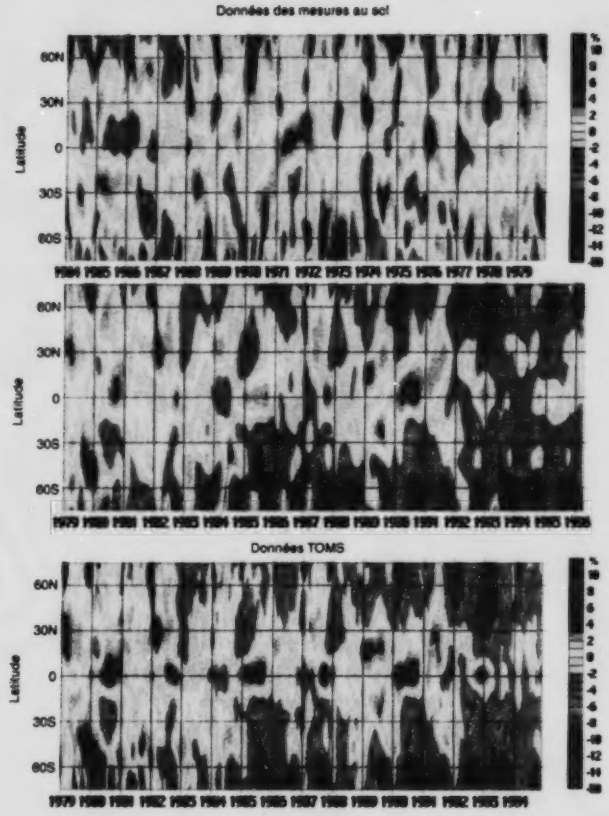


Figure 1.14 Coupe latitude-temps des écarts (%) de l'ozone total par rapport à la moyenne à long terme de 1964-1980. (D'après Bojkov et Fioletov [1995].)

Les deux courbes sont semblables, tant pour la tendance générale que pour les variations aux échelles de temps de deux à cinq ans. La variation interannuelle naturelle (mise en évidence par les valeurs d'avant 1980) est de l'ordre de quelques points de pourcentage. Le fait que les valeurs de l'ozone total soient systématiquement plus élevées sur le Canada tient aux différences en latitude et en longitude de la distribution planétaire de l'ozone. Ces différences sont dues à des caractéristiques météorologiques persistantes, liées aux différences de relief qui influent sur la propagation des ondes planétaires (voir chapitre 2). Les deux courbes montrent une baisse des valeurs de l'ozone total d'environ 6 % depuis la fin des années 70. On observe des tendances similaires dans les mesures d'autres stations des latitudes moyennes et dans les mesures depuis l'espace. Dans la zone équatoriale, on ne remarque pas de changement significatif de l'ozone [OMM, 1994], exception faite d'une baisse temporaire de 2 à 3 % de l'ozone total après l'éruption du mont Pinatubo [p. ex. Chandra, 1993].

La figure 1.14 montre les écarts de l'ozone total par rapport à la moyenne à long terme (1964-1980), pour les périodes de 1964 à 1979 et de 1979 à 1996, selon des données des mesures au sol et par TOMS. Dans les deux cas, le déclin de l'ozone a la même allure au cours des 15 à 20 dernières années. On note des pertes très marquées (>30 %) dans la région polaire sud après 1980. Les pertes sont moindres dans l'Arctique que dans l'Antarctique : en règle générale d'environ 12 % de la colonne d'ozone pour l'hiver et le printemps [Bojkov *et al.*, 1995; McPeters *et al.*, 1996]. On sait que cette situation est liée aux différences entre les vortex stratosphériques de l'Arctique et de l'Antarctique [Manney et Zurek, 1993]. Dans l'Antarctique, le vortex et les basses températures qui y règnent persistent plus longtemps au printemps que dans l'Arctique, où le vortex est moins circulaire et généralement plus faible et plus chaud. La combinaison des basses températures (<-80 °C) et du rayonnement solaire, qui favorise une destruction rapide de l'ozone, se présente beaucoup plus dans l'Antarctique que dans l'Arctique.

Sauf en 1993, les pertes ont été moindres (4 à 6 %) aux latitudes moyennes, mais on constate une nette tendance à la baisse après les environs de 1980. Sous les tropiques, l'effet de la QBO est très visible. Après les minimums records de l'ozone connus dans l'hémisphère Nord pendant l'hiver 1992-1993, les valeurs se sont rapprochées de la normale en 1994. De grands écarts négatifs sont réapparus pendant l'hiver 1994-1995 sous les tropiques, ainsi qu'aux latitudes moyennes et élevées de l'hémisphère Nord. Pendant l'hiver suivant, on en voyait de nouveau aux latitudes élevées de l'hémisphère Nord, mais pas aux latitudes moyennes. On peut aussi constater que les écarts des années 60 et 70 sont moins marqués, et ne présentent pas les tendances spectaculaires des années 80 et 90.

On voit à la figure 1.15 les écarts, en dobsons km^{-1}, de la distribution verticale de l'ozone au-dessus du Canada par rapport à la moyenne à long terme (1966-1987). Les données ont été fournies par les ozonosondages hebdomadaires des six stations canadiennes. Elles ont été lissées au moyen d'une moyenne mobile sur 3 mois (filtre « boxcar »). L'évolution des basses valeurs de l'ozone total au cours des dernières années est nettement définie et ces données révèlent en outre que les pertes les plus importantes prennent place dans la basse stratosphère. Les données d'ozonosondage d'Asie (Japon) et d'Europe montrent des régimes similaires (figure 1.20).

L'on avait prévu la baisse de l'ozone aux latitudes moyennes, mais le fait qu'elle soit survenue surtout dans la basse stratosphère a été une surprise, puisque les modèles de la chimie atmosphérique de l'ozone faisant intervenir des réactions en phase gazeuse avec le chlore (voir chapitre 3) prévoyaient tout au plus une diminution de 1 % de l'ozone total depuis 1980 [Brasseur, 1992; McElroy *et al.*, 1992]. De plus, selon ces modèles, la plus grande partie de ce déclin surviendrait dans la haute stratosphère, près de 40 km

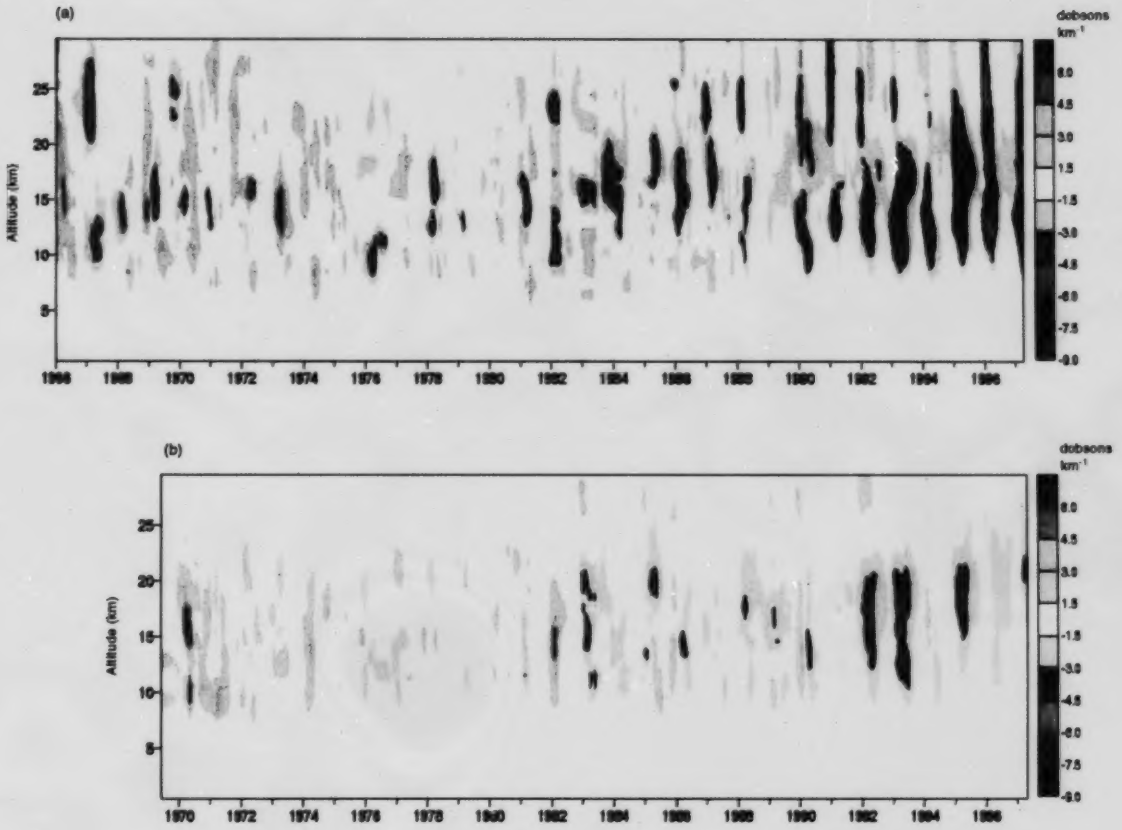


Figure 1.15 Écarts de l'ozone par rapport à la moyenne 1966-1987 (dobsons·km^{-1}) au-dessus (a) des stations de l'Arctique canadien (Resolute, Eureka et Alert) et (b) des sites canadiens des latitudes moyennes (Edmonton, Goose Bay et Churchill). Les valeurs indiquées sont des moyennes mobiles sur 3 mois.

d'altitude. Comme les températures de la stratosphère aux latitudes moyennes sont trop élevées pour qu'il puisse se former des nuages stratosphériques polaires (PSC, voir chapitre 3), la chimie hétérogène à basse température responsable du trou d'ozone de l'Antarctique ne peut pas s'y produire. Les facteurs qui contribuent à la perte aux latitudes moyennes sont la destruction via des réactions hétérogènes sur les aérosols soufrés injectés dans la stratosphère par plusieurs importantes éruptions volcaniques survenues depuis une dizaine d'années [OMM, 1991, 1994], la destruction via des réactions hétérogènes sur les PSC dans la stratosphère pendant l'hiver de l'Arctique, suivie d'un transport vers les latitudes plus basses, et des changements que pourrait subir la dynamique, comme le réchauffement de la troposphère à l'échelle de la planète. En outre, un des effets possibles du réchauffement planétaire est un refroidissement de la stratosphère arctique, menant à une accélération de la destruction de l'ozone par les processus hétérogènes [Austin *et al.*, 1992].

1.3.2 Cas récents de basses valeurs de l'ozone

En 1992 et 1993, on a observé presque partout de très basses valeurs de l'ozone, de l'équateur aux pôles [Gleason *et al.*, 1993; Schoeberl *et al.*, 1993; Chandra, 1993; Kerr *et al.*, 1993]. Au Canada, les pertes spectaculaires du printemps 1993 ont été les plus vastes connues jusque-là [Kerr *et al.*, 1993]. Les abondances de l'ozone total étaient de 10 à 17 % inférieures à la moyenne, et la pire perte était de 30 % à 16 km. Des minimums records des valeurs moyennes de l'ozone total pour la période de janvier à avril ont été relevés à trois des quatre sites des latitudes moyennes qui effectuent des mesures depuis les années 60. Ces valeurs extrêmes n'ont cependant pas été reproduites au printemps de 1994, et le phénomène a été attribué aux effets (dynamiques et/ou chimiques) de l'éruption, en juin 1991, du mont Pinatubo, aux Philippines, qui a injecté plus de SO_2 dans la stratosphère que toute autre activité volcanique survenue depuis le début du siècle [Brasseur et Granier, 1992; Labitzke et McCormick, 1992; Schoeberl *et al.*, 1993; Solomon *et al.*, 1996].

En mars 1997, les sites canadiens de l'Arctique ont enregistré de graves appauvrissements de la colonne d'ozone total par rapport aux moyennes à long terme à la station. Ces pertes, les plus importantes des 40 années de surveillance dans l'Arctique canadien, ont dépassé même celles de 1993. Les concentrations mensuelles moyennes de l'ozone à 16 km étaient inférieures de 40 % aux moyennes à long terme, et les écarts de l'ozone total ont dépassé 45 % (4s) certains jours [Fioletov *et al.*, 1997; Newman *et al.*, 1997]. La perte nette d'ozone se comparait à ce qui était arrivé ces dernières années dans l'Antarctique, même s'il restait cependant plus d'ozone. (En 1997, l'ozone dans l'Arctique est passé d'une valeur normale de 450 dobsons à moins de 300, alors que, dans l'Antarctique, les valeurs étaient passées de 300 à environ 100 dobsons.) Les basses valeurs de l'Arctique étaient liées à des températures très basses, apparemment dues à une réduction du flux de chaleur turbulent dans le vortex polaire [Newman *et al.*, 1997]. Il se pourrait que le transport de l'ozone ait lui aussi été réduit. Cependant, l'observatoire d'Eureka a souvent constaté la présence de nuages stratosphériques polaires et des valeurs élevées du monoxyde de chlore dans les deux premières semaines de mars [Donovan *et al.*, 1997; Santee *et al.*, 1997]. La situation laisse penser que, comme au printemps de l'Antarctique, les basses températures dans le vortex arctique ont conduit à la formation de PSC, ce qui a permis la génération de monoxyde de chlore qui, en présence de lumière solaire, détruit rapidement l'ozone (voir chapitre 3). On a également enregistré des températures très basses et de faibles valeurs de l'ozone en février et mars de 1996.

La figure 1.16 présente des cartes de l'ozone total et des écarts en pourcentage pour mars 1993 et mars 1997. Alors qu'en 1993, la perte d'ozone était généralisée sur le Canada, en 1997, bien que plus prononcée dans l'Arctique, elle n'apparaissait pas aux latitudes moyennes, ce que montre aussi la figure 1.15.

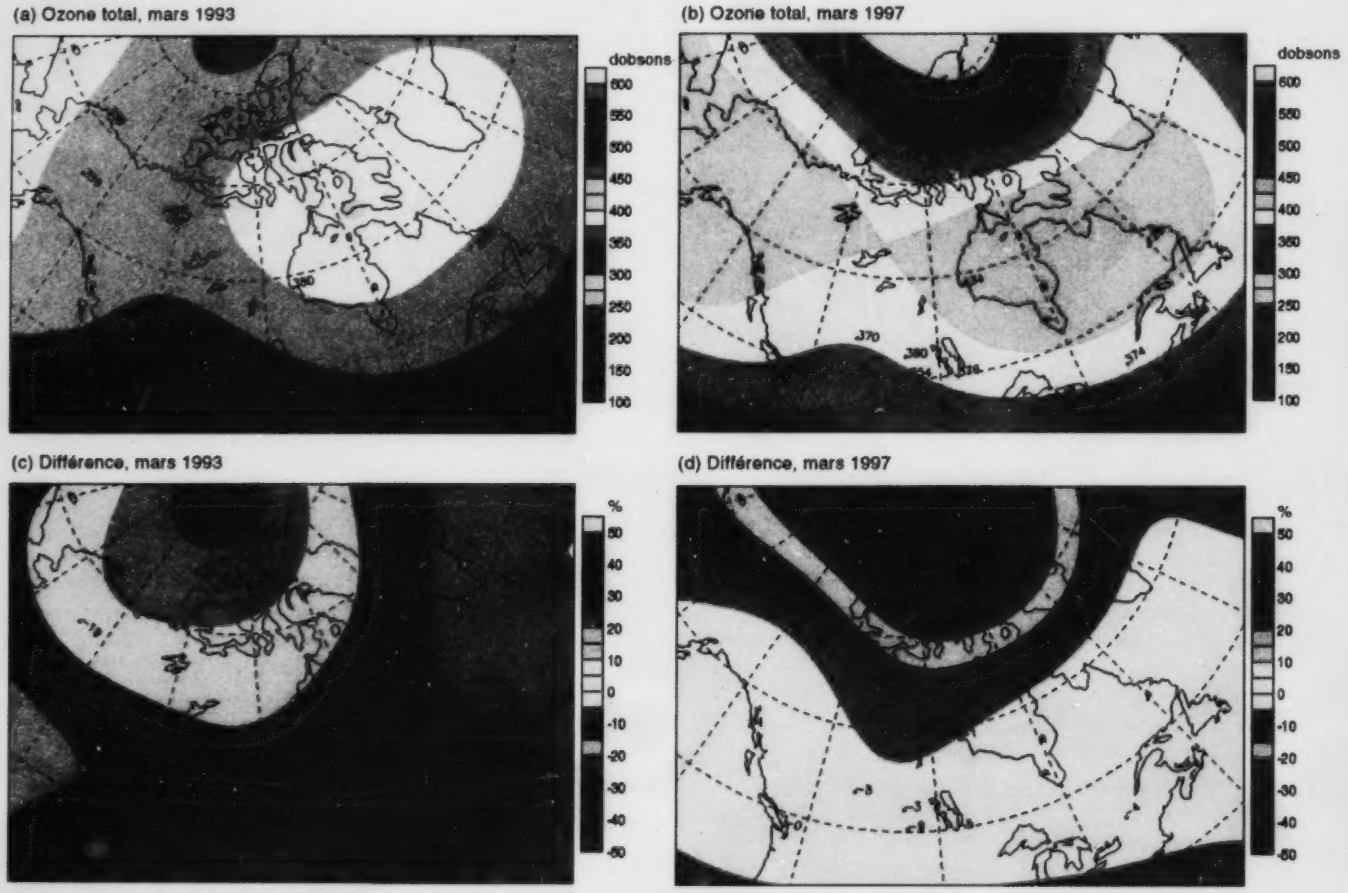


Figure 1.16 Ozone total au-dessus du Canada : (a, b) valeurs moyennes de mars 1993 et mars 1997; (c, d) différence en pourcentage avec la moyenne de 1979 à 1988.

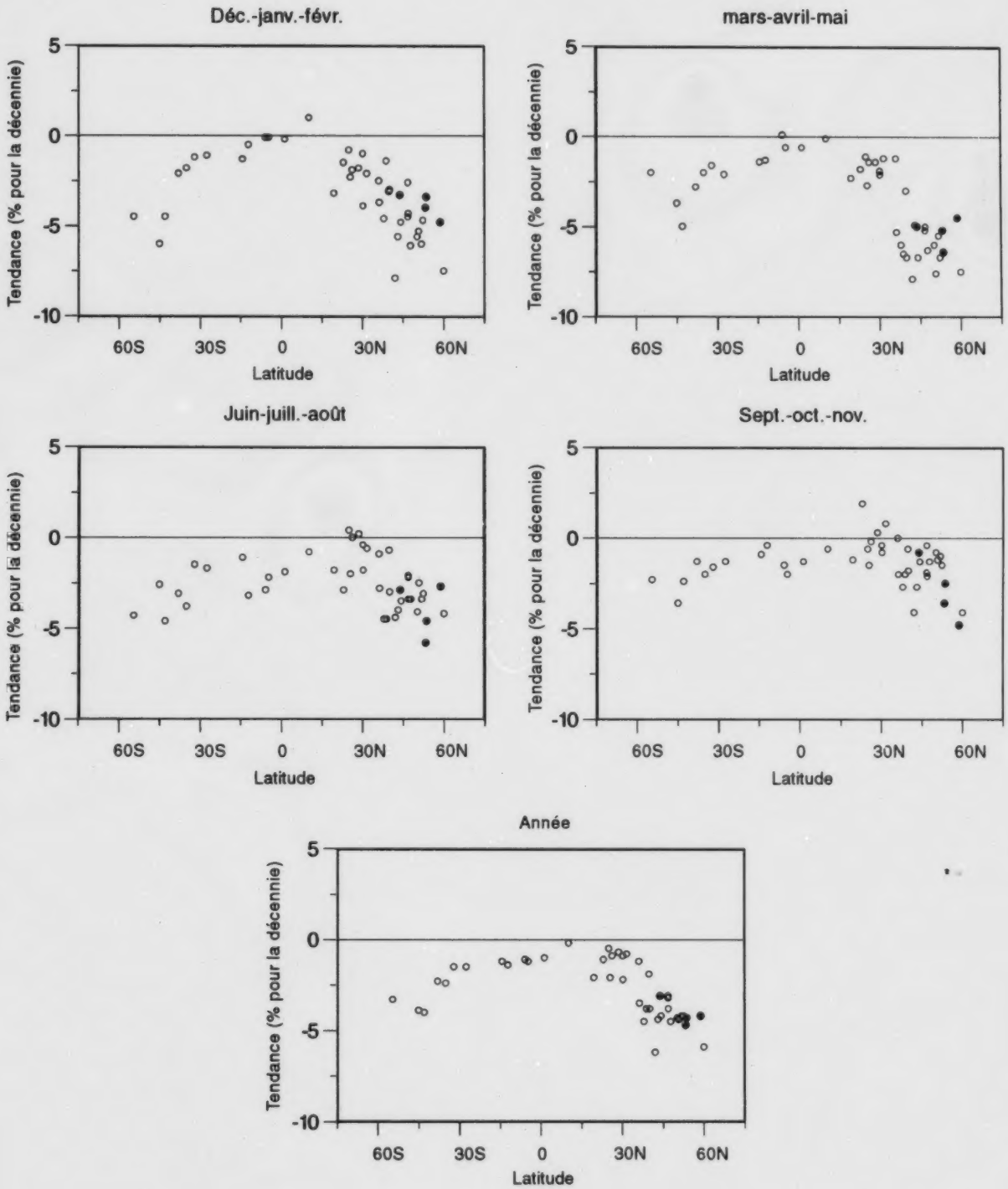


Figure 1.17 Tendances décennales des moyennes annuelles et saisonnières de l'ozone total selon la latitude, d'après des données des mesures au sol.

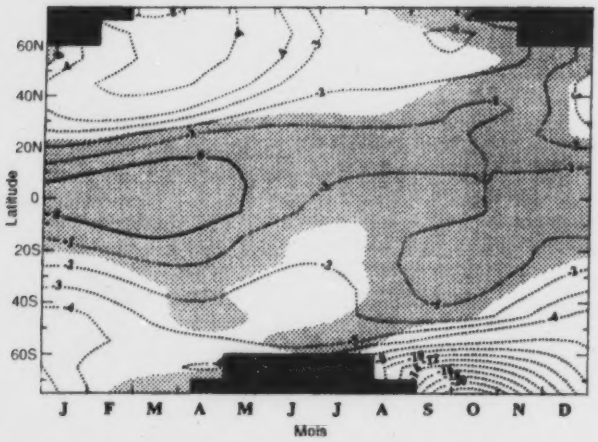


Figure 1.18 Tendances de l'ozone total d'après les données TOMS (changement en pourcentage par décennie) de 1978 à 1994. (D'après McPeters *et al.* [1996]).

1.3.3 Tendances de l'ozone total

On voit à la figure 1.17 les tendances pour un grand nombre de stations de mesure au sol de l'ozone total (Dobson et Brewer) situées entre 60° S et 60° N, et possédant de bons antécédents d'étalonnage. Il s'agit là des enregistrements utilisés pour la récente évaluation du PNUE [OMM, 1994], complétés par les données pour 1995 et 1996. Les stations canadiennes disposant d'enregistrements à long terme (Toronto, Edmonton, Goose Bay et Churchill) sont indiquées par des cercles pleins. Pour estimer les tendances, on a eu recours à un modèle de régression qui tient compte des variations annuelles, ainsi que celles de la QBO et du cycle solaire, et postule une tendance linéaire commençant en 1979 [Bojkov *et al.*, 1995].

Les figures 1.17 (tendances aux stations) et 1.18 (données satellitaires) montrent les allures générales des tendances selon la latitude et la saison. Les tendances aux latitudes moyennes ne diffèrent que peu entre les deux hémisphères. À 45° S, la moyenne annuelle est légèrement plus basse (environ 4 % vs 5 % par décennie), la variation saisonnière est plus faible et la pointe survient plus tard par rapport à l'équinoxe de printemps qu'à 45° N. C'est entre le 45e degré et les pôles que les tendances sont plus prononcées. Le déclin le plus marqué, plus de 20 % par décennie dans la région polaire sud pendant le printemps austral, reflète la formation du trou d'ozone antarctique.

Les tendances ne sont pas statistiquement significatives entre 20° N et 20° S. On peut aussi voir à la figure 1.8 une indication d'une tendance négative au printemps; les récentes mesures tombent au-dessous des valeurs d'avant 1980, surtout au début de l'année. Comme l'abondance de l'ozone est généralement plus élevée à cette époque de l'année, ces pertes de début de printemps tirent moins à conséquence pour ce qui est de l'exposition de la population humaine aux UV que

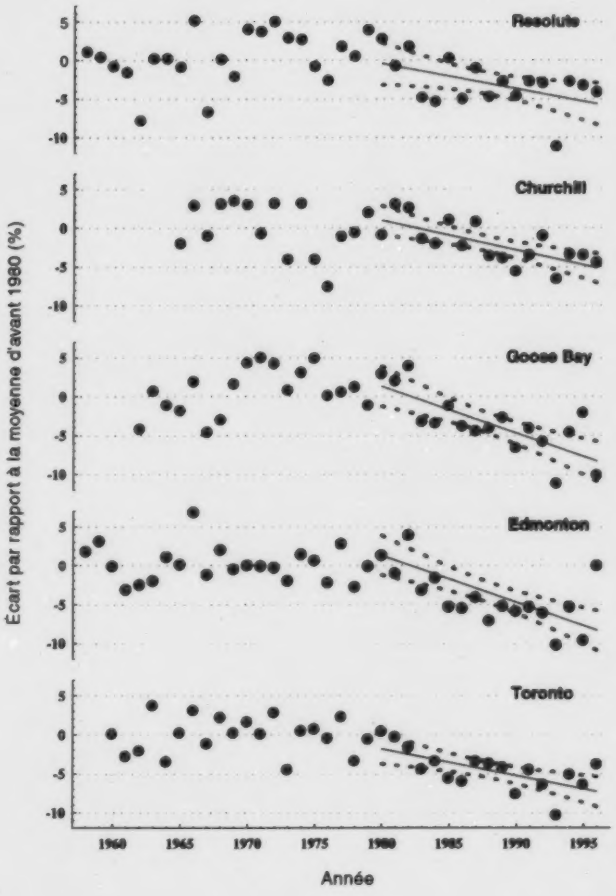


Figure 1.19 Tendances de l'ozone total à certaines stations du Canada. La tendance à la baisse des années 80 et 90 est indiquée. Les tendances calculées sont toutes statistiquement significatives au niveau de 95 %.

des pertes du même ordre en été. Cependant, la situation pourrait être inverse pour les écosystèmes aquatiques, ainsi que pour les cultures et la végétation en général, qui sont peut-être plus vulnérables au début du printemps (voir chapitre 5).

La figure 1.19 présente, pour cinq stations canadiennes possédant des enregistrements à long terme, les moyennes annuelles désaisonnalisées de l'ozone total sous forme d'un écart en pourcentage par rapport à la moyenne d'avant 1980. Toutes les données proviennent d'observations en visée solaire directe. On n'y a pas apporté de correction pour les effets de la QBO, du cycle solaire ni aucun autre. Elles mettent en évidence une variabilité interannuelle de l'ordre de ±5 %, et une baisse générale des valeurs moyennes de l'ozone à partir de 1980. Après 1982, les écarts annuels sont négatifs, à

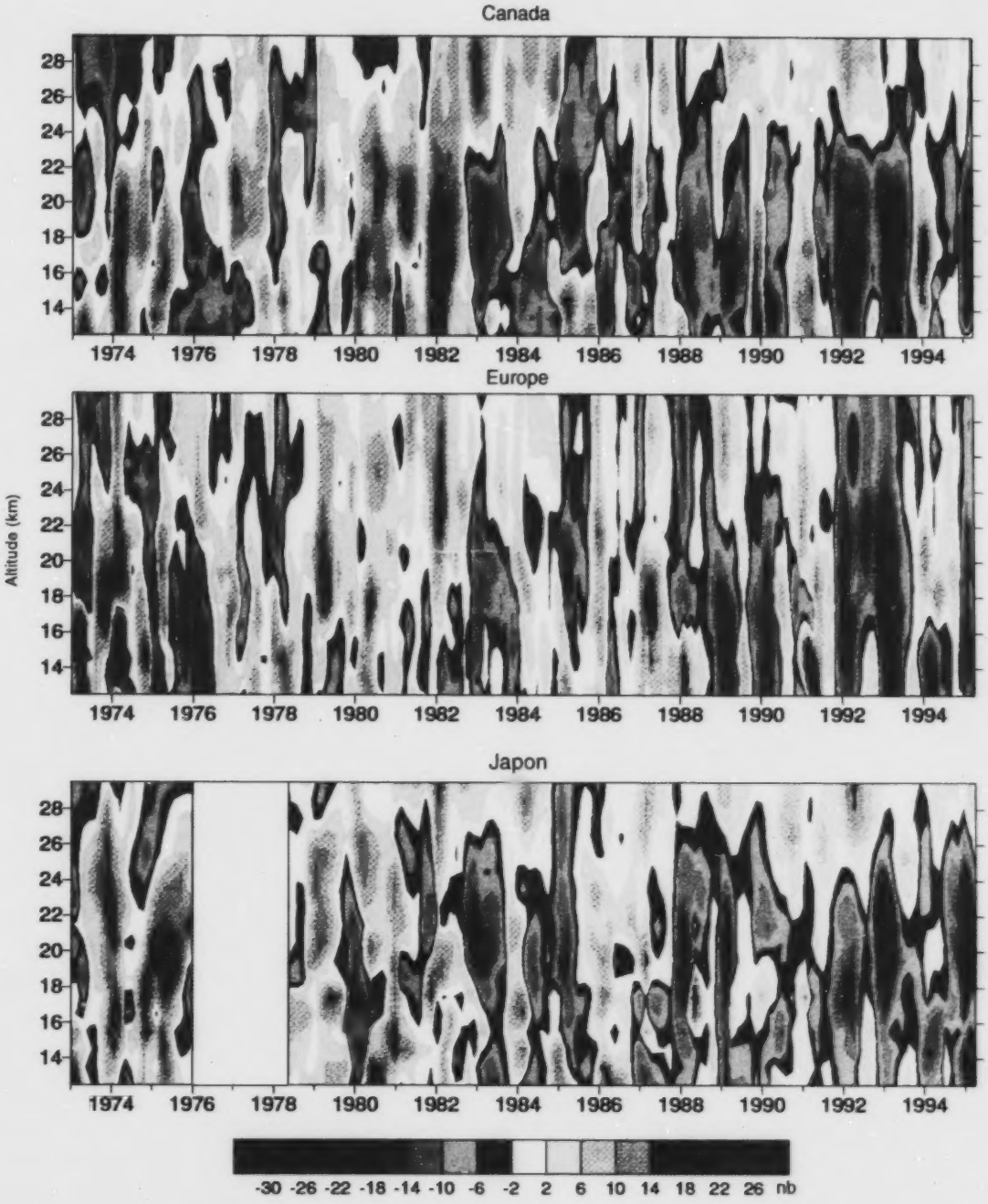


Figure 1.20 Écarts de l'ozone par rapport à la moyenne à long terme (1974-1988) au-dessus du Canada, de l'Europe et du Japon, exprimée sous forme de pression partielle d'ozone (nanobars, ou 10^{-6} hPa). Les données ont été lissées au moyen d'une moyenne mobile sur 3 mois (filtre « boxcar »). (D'après Bojkov et Fioletov [1997].)

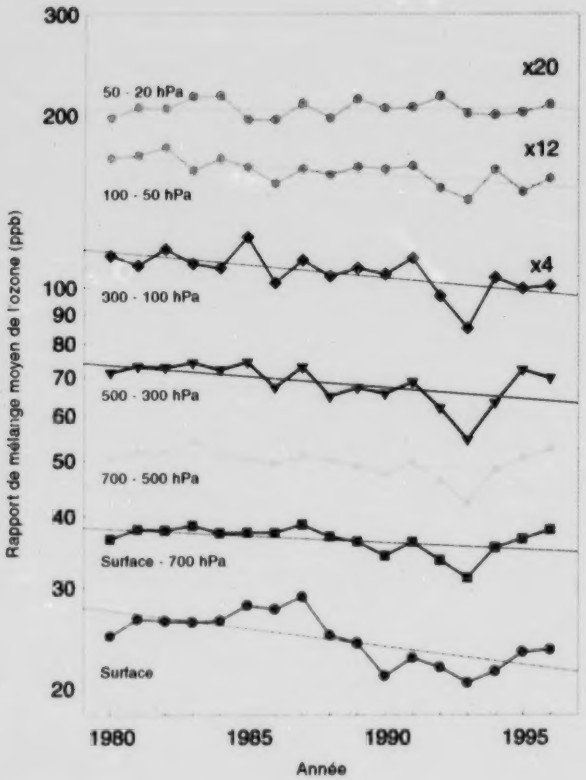


Figure 1.21 Tendances du rapport de mélange de l'ozone au-dessus du Canada (moyenne de 5 stations), tirées des données de l'ozonosonde ECC, de 1980 à 1996. On a inclus les données d'Alert (1988-1996), après ajustement à la moyenne des quatre stations pour cette période. Les valeurs des trois courbes du haut doivent être multipliées par le facteur indiqué pour donner le bon rapport de mélange.

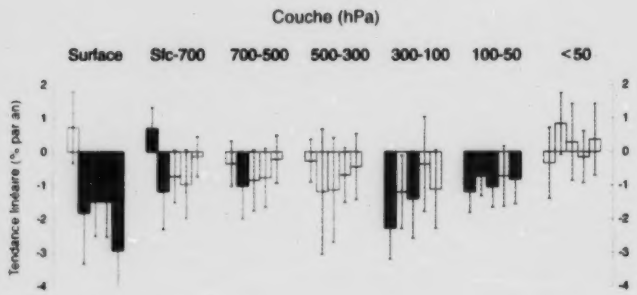


Figure 1.22 Tendances du rapport de mélange de l'ozone à cinq sites canadiens, tirées des données d'ozonosonde ECC, 1980-1996, dans six couches et en surface. Stations de chaque groupe (de gauche à droite) : Alert, Resolute, Churchill, Goose Bay, Edmonton. Les tendances significatives au niveau de 95 % sont indiquées en sombre.

quelques exceptions près, pour toutes les stations, et toutes montrent une tendance à des valeurs encore plus basses dans les années 90. On indique la tendance linéaire d'ajustement maximal aux données de 1980 à 1996, ainsi que les limites de l'intervalle de confiance de 95 % (courbes pointillées) pour cette tendance. La tendance est négative et statistiquement significative au niveau de confiance de 95 % à toutes les stations.

1.3.4 Tendances de la distribution verticale de l'ozone

On voit à la figure 1.20 les écarts, par rapport à la moyenne à long terme (1974-1988), de la distribution verticale de l'ozone sur le Canada, l'Europe et le Japon. Les données proviennent d'ozonosondages effectués à Hohenpeissenberg et Lindenberg (Allemagne), Payerne (Suisse), Churchill, Goose Bay et Edmonton (Canada), et Sapporo et Tateno (Japon) [Bojkov et Fioletov, 1997]. On en a enlevé le cycle annuel. Les écarts sont en pression partielle d'ozone (nanobars, ou 10^{-6} hPa). Les données ont été lissées au moyen d'une moyenne mobile sur 3 mois (filtre « boxcar »). On remarque une variabilité élevée, mais avec quelques écarts positifs et de forts écarts négatifs après 1982 dans les trois régions. Il faut particulièrement noter les grands écarts négatifs en 1993 (toutes les régions) et en 1995 (Canada et Japon).

Les tendances moyennes de l'ozone à différentes hauteurs de pression au Canada sont présentées à la figure 1.21. L'atmosphère a été divisée en six couches : surface-700 hPa, 700-500 hPa, 500-300 hPa, 300-100 hPa, 100-50 hPa et 50-20 hPa. On donne les valeurs annuelles moyennes du rapport de mélange de l'ozone pour chaque couche. Les deux couches du bas de la stratosphère montrent le déclin prévu, comme on le voit dans tout l'hémisphère Nord. Les trois couches de la troposphère montrent une baisse similaire. La situation se retrouve à d'autres stations de sondage d'Amérique du Nord [Oltmans *et al.*, 1997], mais pas dans les résultats pour l'Europe et le Japon [Oltmans *et al.*, 1997; Claude *et al.*, 1996; Logan, 1994], qui révèlent des tendances négatives similaires dans la stratosphère et des tendances positives dans la troposphère jusqu'à la fin des années 80.

La baisse régulière du rapport de mélange de la basse stratosphère à la surface concorde avec l'hypothèse que l'injection dans la stratosphère est une importante source d'ozone troposphérique dans les régions nordiques éloignées, comme le suggéraient des études sur la foliation de la tropopause réalisées à l'aide d'ozonosondes [Oltmans *et al.*, 1989], et de récentes études aéroportées [Bachmeier *et al.*, 1994; Browell *et al.*, 1994]. La comparaison des tendances à long terme est révélatrice : les trois couches de la troposphère libre ont essentiellement le même comportement que les deux couches du bas de la stratosphère. De plus, les variations interannuelles dans ces cinq couches montrent une certaine corrélation. En particulier, les fortes baisses subies dans la

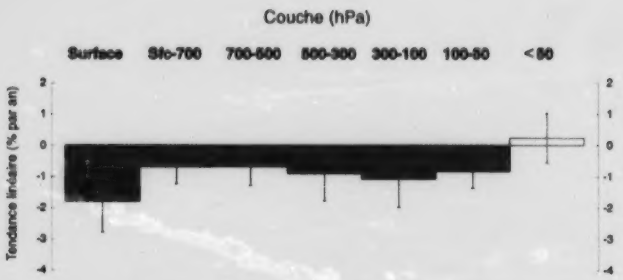


Figure 1.23 Tendances du rapport de mélange de l'ozone - moyenne des cinq sites canadiens. On a inclus les données d'Alert (1988-1996), après ajustement à la moyenne des quatre stations pour cette période. Les tendances significatives au niveau de 95 % sont indiquées en sombre.

basse stratosphère en 1993 [Kerr *et al.*, 1993] et le rétablissement qui a suivi se reflètent dans des pertes et rétablissements similaires dans les trois couches de la troposphère et peut-être même à la surface. On a avancé que d'autres mécanismes que l'injection stratosphérique pouvaient expliquer cette corrélation dans les régions nordiques éloignées : une des possibilités est une *destruction* accrue de l'ozone dans la haute troposphère due au fait qu'une couche stratosphérique réduite laisse passer des niveaux plus élevés de rayonnement UVB [Taalas *et al.*, 1997; Maddronich et Granier, 1994].

La figure 1.22 montre les tendances dérivées pour les mêmes couches à chacune des cinq stations canadiennes d'ozonosondage (on a omis Eureka, dont l'enregistrement est trop court). Les données de sondage ont été intégrées au sein des couches pour donner des valeurs de la colonne partielle d'ozone dans chacune, valeurs qui ont été ensuite converties en rapport de mélange moyen, en parties par milliard (ppb). Les séries chronologiques de rapport de mélange ont été désaisonnalisées; ensuite, comme l'enregistrement de l'ozone n'est pas entièrement régulier dans le temps, elles ont été classées par mois. Afin d'éviter les effets de l'autocorrélation sur l'année sur les erreurs estimatives des tendances dérivées, on a fait des moyennes annuelles des moyennes mensuelles, sur lesquelles on a appliqué une régression linéaire simple pour dériver les tendances.

Exception faite d'Alert à la surface et dans la couche 1, toutes les stations montrent essentiellement des tendances négatives. Les tendances de la moyenne des cinq stations (figure 1.23) sont toutes négatives dans la troposphère, y compris pour l'ozone en surface (dérivé des mesures prises par les sondes au point de lâcher). Toutes sont statistiquement significatives au niveau 2σ. Dans l'ensemble, les tendances en surface sont presque doubles de celles notées dans les trois couches de la troposphère libre [Tarasick *et al.*, 1995, 1996b].

1.4 Prévision des changements quotidiens dans l'ozone total

On sait depuis les années 20 que les variations de l'ozone total sont étroitement corrélées aux perturbations météorologiques d'échelle synoptique, surtout en zone extra-tropicale [Dobson et Harrison, 1926; Dobson *et al.*, 1929, 1930, 1946]. Un examen détaillé de la situation météorologique et des abondances d'ozone total met en évidence des relations simples [Reed, 1950; Vaughan et Price, 1991]. Par exemple, une valeur élevée de l'ozone total est associée à un creux en altitude, et une valeur faible à une crête; l'on constate aussi que l'ozone augmente et diminue avec le passage de fronts froids et chauds respectivement. On a montré que l'ozone total était corrélé à des valeurs plus basses de la température stratosphérique, de la hauteur du géopotentiel et des vents [Ohring et Muench, 1959], avec la pression à la tropopause (ou la hauteur de celle-ci) [Schubert et Munteanu, 1988], et avec le tourbillon potentiel isentropique près de la tropopause [Vaughan et Begum, 1989; Allaart *et al.*, 1993]. C'est à partir de ces relations connues qu'Environnement Canada a développé son modèle de prévision de l'ozone et des UVB, qui utilise la sortie du modèle opérationnel de prévision du Centre météorologique canadien pour prévoir l'ozone total et donc les UVB (voir chapitre 4). Le modèle de prévision de l'ozone qui a été mis en service opérationnel en 1993 [Burrows *et al.*, 1995] est basé sur des régressions multiples des valeurs historiques de l'ozone total et de certaines variables météorologiques. On corrige la prévision initiale donnée par les équations de régression à la lumière des mesures d'ozone du jour aux 12 sites Brewer du Canada et de leur valeurs prévues la veille, pour obtenir la prévision finale. La figure 1.24 montre que, dans l'ensemble, le modèle a une très bonne performance, avec des erreurs quadratiques moyennes de seulement quelque 10 dobsons.

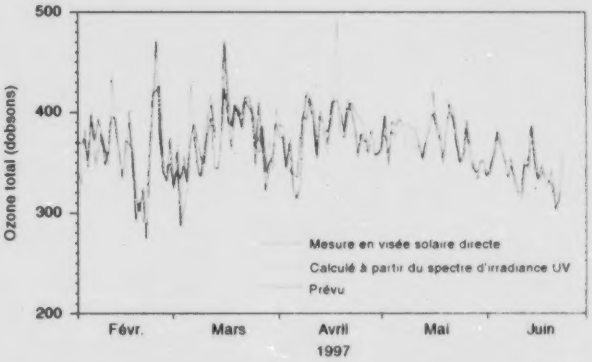


Figure 1.24 Prévisions de l'ozone à Montréal : ozone total de la colonne mesuré par l'appareil Brewer à Montréal vs ozone prévu par le modèle du CMC.

La bonne performance du modèle est due en grande partie à la simplicité de la procédure de correction utilisée. Des recherches sont en cours pour améliorer le volet stratosphère du modèle global de prévision du Centre météorologique canadien et pour inclure l'ozone dans ses variables. On travaille aussi à un système d'assimilation tridimensionnelle optimale des données (3D-VAR), avec les algorithmes nécessaires pour l'assimilation des données d'ozone provenant tant d'instruments embarqués sur satellite, comme le GOME, que du réseau canadien de mesure au sol.

1.5 Tendances des substances destructrices d'ozone et du chlore stratosphérique

Le Protocole de Montréal, que 163 pays avaient déjà signé au milieu de 1997, a fixé des limites aux principales substances destructrices d'ozone. Aux termes du Protocole et de ses amendements de Londres et de Copenhague, les pays industrialisés ont convenu de cesser la production d'halons avant la fin de 1993 et celle des CFC, du tétrachlorométhane et du méthylchloroforme avant la fin de 1995. Après les réunions de Vienne (1995) et de Costa Rica (1996), on s'est entendu sur des réductions graduelles de l'utilisation du bromométhane et son élimination progressive d'ici la fin de 2010.

On estime que, si les dispositions du Protocole de Montréal sont respectées, l'abondance du chlore dans la stratosphère, actuellement d'environ 3,5 parties par milliard, plafonnera dans les cinq prochaines années, puis commencera à baisser. Elle devrait redescendre au niveau de 1980 (2,0 ppb) d'ici 2050 et à son niveau naturel de 1,0 ppb peu après 2100 [OMM, 1991, 1994]. Les incertitudes qui pèsent sur la façon dont les signataires du Protocole s'acquitteront de leurs engagements et sur la validité de la modélisation imposeront sans aucun doute de revoir de nombreuses fois ces estimations d'ici là.

Les teneurs en chlore de la stratosphère suivent celle de la troposphère avec un retard de trois à cinq ans. La figure 1.25 montre les concentrations de CFC dans la troposphère à Barrow et Alert. Les rythmes respectifs de la destruction du CFC-11 et du CFC-12 sont d'environ 2 % et 1 % par an. Les mesures de ces deux substances montrent de fortes indications d'un ralentissement des émissions atmosphériques. Dans le cas du CFC-11, le taux d'émission est maintenant inférieur au taux de destruction, ce qui entraîne une baisse de la concentration. Pour ce qui est du CFC-12, l'augmentation a beaucoup ralenti depuis les environs de 1990. Il est encourageant de constater que les concentrations troposphériques de ces CFC témoignent déjà des effets des limites imposées par le Protocole de Montréal.

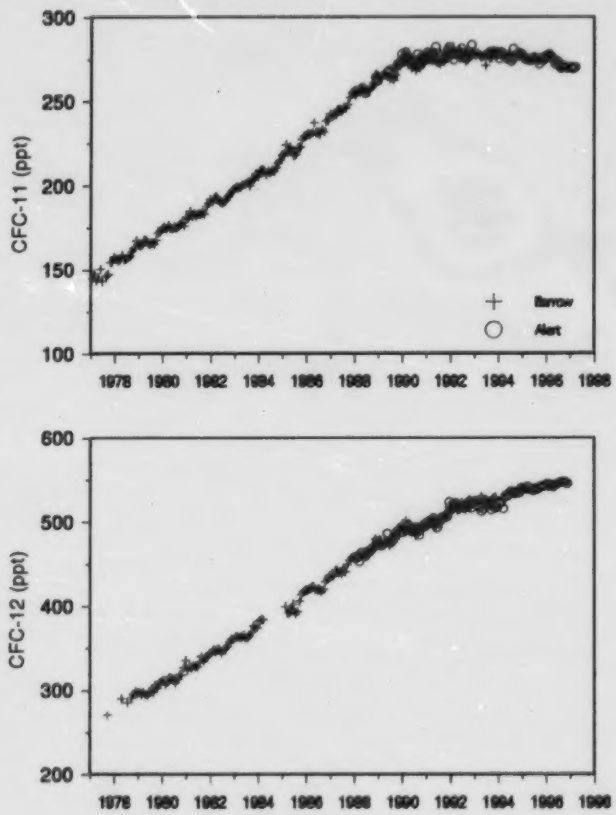


Figure 1.25 Mesures des concentrations de CFC dans la stratosphère; échantillonnage par flacons, à Alert (T. N.-O.) et Barrow (Alaska). (Fourni par J.W. Elkins, NOAA)

Que l'appauvrissement de l'ozone ait été causé par une hausse des abondances de chlore et de brome dans la stratosphère ne fait aucun doute; il est donc raisonnable de penser qu'il va diminuer en même temps que la présence de ces substances dans la stratosphère. Cependant, d'autres facteurs, comme d'autres gaz anthropiques et peut-être le réchauffement planétaire, peuvent y contribuer de façon significative. Les modèles actuels ne reproduisent pas assez bien l'appauvrissement pour que l'on puisse rejeter cette hypothèse. Les abondances atmosphériques de chlore ou de brome, ou d'une combinaison des deux, constituent donc une donnée substitutive de l'appauvrissement, qui n'est pas nécessairement complète ou précise. En outre, l'ozone ayant une plus grande variabilité que le chlore stratosphérique, il faudra beaucoup plus de temps pour en détecter le rétablissement que pour constater une baisse correspondante des valeurs du chlore.

RÉFÉRENCES

Allaart, M.A., H. Kelder, and L.C. Heijboer, 1993. On the relation between ozone and potential vorticity. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 811–814.

Anderson, J.G., W.H. Brune, S.A. Lloyd, D.W. Toohey, S.P. Sander, W.L. Starr, M. Loewenstein, and J.R. Podolske, 1989. Kinetics of O_3 destruction by ClO and BrO within the Antarctic vortex: An analysis based on in situ ER-2 data. *J. Geophys. Res.*, **94**, 9837–9846.

Angell, J. K., and J. Korshover, 1973. Quasi-biennial and long-term fluctuations in total ozone. *Mon. Weather Rev.*, **101**, 426–443.

Angell, J.K., and J. Korshover, 1976. Global analysis of recent total ozone fluctuations. *Mon. Weather Rev.*, **104**, 63–75

Austin J., N. Butchart, and K. P. Shine, 1992. Possibility of an Arctic ozone hole in a doubled-CO_2 climate. *Nature*, **360**, 221–225.

Bachmeier, E.V., M.C. Shipman, E.V. Browell, W.B. Grant, and J.M. Klassa, 1994. Stratospheric/tropospheric exchange affecting the northern wetlands regions of Canada during summer 1990. *J. Geophys. Res.*, **99**, 1793–1804.

Bojkov, R.D., and V.E. Fioletov, 1995. Estimating the global ozone characteristics during the last 30 years. *J. Geophys. Res.*, **100**, 16,537–16,551.

Bojkov, R. D., V.E. Fioletov, and A.M. Shalamjansky, 1994. Total ozone changes over Eurasia since 1973 based on reevaluated filter ozonometer data. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22,985–22,999.

Bojkov R.D., L. Bishop and V.E. Fioletov, 1995. Total ozone trends from quality-controlled ground-based data (1964–1994). *J. Geophys. Res.*, **100**, 25,867–25,876.

Bowman, K.P., 1989. Global patterns of the quasi-biennial oscillation in total ozone. *J. Geophys. Res.*, **99**, 3328–3343.

Bowman, K.P. and A.J. Krueger, 1985. A global climatology of total ozone from the Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS). *J. Geophys. Res.*, **90**, 9767–9776.

Brasseur, G.P., 1992. Natural and anthropogenic perturbations of the stratospheric ozone layer. *Planet. Space Sci.*, **40**, 403–412.

Brasseur, G., and C. Granier, 1992. Mount Pinatubo aerosols, chlorofluorocarbons, and ozone depletion. *Science*, **257**, 1239–1242.

Brewer, A.W., 1949. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **75**, 351–363.

Brewer, A.W., and J.R. Milford, 1960. The Oxford-Kew sonde. *Proc. Roy. Soc. A*, **256**, 470–495.

Browell, E.V., M.A. Fenn, C.F. Butler, W.B. Grant, R.C. Harriss, and M.C. Shipman, 1994. Ozone and aerosol distributions in the summertime troposphere over Canada. *J. Geophys. Res.*, **99**, 1739–1755.

Brune, W.H., J.G. Anderson, and K.R. Chan, 1989. In situ observations of ClO in the Antarctic: ER-2 aircraft results from 54° to 72°N latitude. *J. Geophys. Res.*, **94**, 16649–16663.

Brune, W.H., D.W. Toohey, J.G. Anderson, and K.R. Chan, 1990. In situ observations of ClO in the arctic stratosphere: ER-2 aircraft results from 59° to 80°N latitude. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 505–508

Burrows, W., M. Vallee, D.I. Wardle, J.B. Kerr, L.J. Wilson, and D.W. Tarasick, 1995. The Canadian UV-B and Total Ozone Forecast Model. *Met. Apps.*, **1**, 247-265.

Chandra, S., 1991. The solar UV–related changes in total ozone from a solar rotation to a solar cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 837–840.

Chandra, S., 1993. Changes in stratospheric ozone and temperature due to the eruptions of Mt. Pinatubo. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 33–36.

Chandra, S., and R.S. Stolarski, 1991. Recent trends in stratospheric total ozone: Implications of dynamical and El Chichon perturbations. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2277–2280.

Chandra, S., and R.D. McPeters, 1994. The solar cycle variation of ozone in the stratosphere inferred from Nimbus 7 and NOAA 11 satellites. *J. Geophys. Res*, **99**, 20665–20671.

Claude, H., U. Kohler, and W. Steinbrecht, 1996. New trend analyses of the homogenized total ozone records at Hohenpeissenberg. *Proc. Quad. Ozone Symp.*, L'Aquila, Italie, 12–21 septembre 1996, sous presse.

Danielson, E.F., 1983. Ozone Transport. Pages 161–194 in *Ozone in the Free Atmosphere*. R.C. Whitten and S.S. Prasad, eds. Princeton: Van Nostrand Reinhold.

Deluisi, J.J., D.U. Longnecker, C.L. Mateer, and D.J. Wuebbles, 1989. An analysis of northern middle-latitude Umkehr measurements corrected for stratospheric aerosols for 1979–1986. *J. Geophys. Res.*, **94**, 9837–9846.

Dobson, G.M.B., and D.N. Harrison, 1926. Measurements of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions: Part I. *Proc. Roy. Soc. London*, **A110**, 660–693.

Dobson, G.M.B., D.N. Harrison, and J. Lawrence, 1929. Measurement of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions: Part III. *Proc. Roy. Soc. London*, **A122**, 456–486.

Dobson, G.M.B., H.H. Kimball, and E. Kidson, 1930. Measurement of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions, Part IV. *Proc. Roy. Soc. London*, **A129**, 411–433.

Dobson, G.M.B., A.W. Brewer, and B.M. Cwilong, 1946. Meteorology of the lower stratosphere. *Proc. Roy. Soc. London*, **A185**, 144–175.

Donovan, D.P., J.C. Bird, J.A. Whiteway, T.J. Duck, S.R. Pal, A.I. Carswell, J.W. Sandilands, and J.W. Kaminski, 1996. Ozone and aerosol observed by lidar in the Canadian Arctic during the winter of 1995/96. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3317–3320.

Donovan, D. P., H. Fast, Y. Makino, J.A. Whiteway, J.W. Kaminski, V. Savastiouk, J.C. Bird, A.I. Carswell, J. Davies, T.J. Duck, C.T. McElroy, R.L. Mittermeier, S.R. Pal, and D. Velkov,1997. Ozone, chlorine oxide, and polar stratospheric clouds observed over the NDSC observatory at Eureka during spring 1997. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, sous presse.

Evans, W.F.J., J.B. Kerr, C.T. McElroy, R.S. O'Brien, B.A. Ridley, and D.I. Wardle, 1977. The odd nitrogen mixing ratio in the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **4**, 235–238.

Evans, W.F.J., J.B. Kerr, C.T. McElroy, R.S. O'Brien, and J.C. McConnell, 1982. Measurement of NO_2 and HNO_3 during a stratospheric warming at 54°N in February 1979. *Geophys. Res. Lett.*, **9**, 493–496.

Evans, W.F.J., C.T. McElroy, and I.E. Galbally, 1985. The conversion of N_2O_5 to HNO_3 at high latitudes in winter. *Geophys. Res. Lett.*, **12**, 825–828.

Farman, J.C., B.G. Gardiner and J.D. Shanklin, 1985. Large losses of ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature*, **315**, 207–210.

Fisher, M., and D.J. Lary, 1995. Lagrangian four-dimensional variational data assimilation of chemical species. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **121**, No. 527 Part A, 1681–1704.

Fioletov, V.E., 1993. Total ozone "normal" values and mapping algorithm used in the atlas. Pages 17–28 in *Atlas of GO_3OS total ozone maps for the northern hemisphere winter-spring of 1992–1993*. WMO Ozone Rep. 34. Geneva: World Meteorological Organization.

Fioletov, V.E., J.B. Kerr, D.I. Wardle, J. Davies, E.W. Hare, C.T. McElroy and D.W. Tarasick, 1997. Long-term decline of ozone over the Canadian Arctic to early 1997 from ground-based and balloon sonde measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, sous presse.

Gleason, J. F., P. K. Bhartia, J. R. Herman, R. McPeters, P. Newman, R. S. Stolarski, L. Flynn, G. Labow, D. Larko, C. Seftor, C. Wellemeyer, W. D. Komhyr, A. J. Miller, and W. Planet, 1993. Record low global ozone in 1992. *Science*, **260**, 523–526.

Götz, F.W.P., A.R. Meetham, and G.M.B. Dobson, 1934. The vertical distribution of ozone in the atmosphere. *Proc. Roy. Soc. London*, **A145**, 416–446.

Gray, L.J., and S. Ruth, 1993. The modeled latitudinal distribution of the ozone quasi-biennial oscillation using observed equatorial winds. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1033–1046.

Hahn, J.F., C.T. McElroy, E.W. Hare, W. Steinbrecht, and A.I. Carswell, 1995. Intercomparison of Umkehr and differential absorption lidar stratospheric ozone measurements. *J. Geophys. Res.*, **100**, 25899–25911.

Hamilton. K., 1989. Interhemispheric asymmetry and annual synchronization of the ozone quasi-biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1019–1025.

Herman, J. R., and D. Larko, 1994. Low ozone amount during 1992–1993 from Nimbus 7 and Meteor 3 total ozone mapping spectrometers. *J. Geophys. Res.*, **99**, 3483–3496.

Hasebe, F., 1983. Interannual variations of global ozone revealed from NIMBUS 4 BUV and ground-based observations. *J. Geophys. Res.*, **88**, 6819–6834.

Hasebe, F., 1994. Quasi-biennial oscillations of ozone and diabatic circulation in the equatorial stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 729–745.

Hilsenrath, E., W. Attmannspacher, A. Bass, W. Evans, R. Hagemeyer, R.A. Barnes, W. Komhyr, K. Mauersberger, J. Mentall, M. Proffitt, D. Robbins, S. Taylor, A. Torres and E. Weinstock, 1986. Results from the balloon intercomparison campaign (BOIC). *J. Geophys. Res.*, **91**, 13137–13152.

Hofmann, D.J., and S. Solomon, 1989. Ozone destruction through heterogeneous chemistry following the eruption of El Chichon. *J. Geophys. Res.*, **94**, 5029–5041.

Huang, T.Y.W., and G.P. Brasseur, 1993. Effect of long-term solar variability in a two-dimensional interactive model of the middle atmosphere. *J. Geophys. Res*, **98**, 20413–20427.

Kerr, J. B., 1991. Trends in total ozone at Toronto between 1960 and 1991. *J. Geophys. Res.*, **96**, 20703–20709.

Kerr, J.B., I. A. Asbridge, and W.F.J. Evans, 1988. Intercomparison of ozone measured by Brewer and Dobson spectrophotometers at Toronto. *J. Geophys. Res*, **93**, 11129–11140.

Kerr, J.B., D.I. Wardle, and D.W. Tarasick, 1993. Record low ozone values over Canada in early 1993. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1979–1982.

Komhyr, W.D., 1969. Electrochemical concentration cells for gas analysis. *Ann. Géophys.*, **25**, 203–210.

Labitzke, K., and M.P. McCormick, 1992. Stratospheric temperature increases due to Pinatubo aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 207–210.

Lait, L.R., M.R. Schoeberl, and P.A. Newman, 1989. Quasi-biennial modulation of the Antarctic ozone depletion. *J. Geophys. Res.*, **94**, 11559–11571.

Levelt, P.F., M.A.F. Allaart, and H.M. Kelder, 1996. On the assimilation of total-ozone satellite data. *Ann. Géophys.*, **14**, 1111–1118.

Logan, J.A., 1994. Trends in the vertical distribution of ozone: an analysis of ozonesonde data. *J. Geophys. Res.*, **99**, 25553–25585.

London, J., R. D. Bojkov, S. Oltmans, and J. I. Kelly, 1976. *Atlas of the global distribution of total ozone, July 1957–June 1967*, NCAR Tech. Note/TN/113 STR, Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research.

Madronich, S., and C. Granier, 1994. Tropospheric chemistry changes due to increased UV-B radiation. Pages 3–10 in *Stratospheric Ozone Depletion/UV-B Radiation in the Biosphere.* NATO ASI Series I18. R.H. Biggs and M.E.B. Joyner, eds. Berlin: Springer-Verlag.

Manney, G. L., and R. W. Zurek, 1993. Interhemispheric comparison of the development of the stratospheric polar vortex during the fall: A 3-dimensional perspective for 1991–1992. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1275–1278.

Mateer, C.L., and J.J. Deluisi, 1992. A new Umkehr inversion algorithm. *J. Atmos. Terr. Phys.*, **54**, 537–556.

Mateer, C.L., and H.U. Dutsch, 1964. *Uniform Evaluation of Observations From the World Ozone Network.* Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research.

McElroy, C.T., 1995. A spectrometer for the measurement of direct and scattered solar irradiance from on-board the NASA ER-2 high-altitude research aircraft. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1361–1364.

McElroy, C.T., and J.B. Kerr, 1995. Table Mountain ozone intercomparison: Brewer ozone spectrophotometer Umkehr observations. *J. Geophys. Res.*, **100**, 9293–9300.

McElroy, M.B., R.J. Salawitch and K. Minschwaner, 1992. The changing stratosphere. *Planet. Space Sci.*, **40**, 373–401.

McElroy, C.T., C. Midwinter, D.V. Barton, and R.B Hall, 1995. A comparison of J-values from the compostion and photodissociative flux measurement with model calculations. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1365–1368.

McElroy, C.T., J.F. Hahn, and E.W. Hare, 1997. Determining high-altitude trends in ozone from Brewer Umkehr observations made at Canadian stations. *Proc. Quad. Ozone Symp.*, L'Aquila, Italie, 12–21 septembre 1996, sous presse.

McPeters, R. D., and G.J. Labow, 1996. An assessment of the accuracy of 14.5 years of Nimbus 7 TOMS Version 7 ozone data by comparison with the Dobson network. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3695–3698.

McPeters, R. D., S. M. Hollandsworth, L. E. Flynn, J R. Herman, and C. J. Seftor, 1996. Long-term ozone trends derived from the 16-year combined Nimbus 7/Meteor 3 TOMS Version 7 record, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3699–3702.

Michelangeli, D.V., M. Allen, and Y.L. Yung, 1989. El Chichon volcanic aerosols: impact of radiative, thermal, and chemical perturbations. *J. Geophys. Res.*, **94**, 18429–18443.

NASA, 1992. *The Atmospheric Effects of Stratospheric Aircraft: A First Program Report.* NASA Reference Publication 1272. Washington, D.C.: National Aeronautics and Space Administration.

NASA, 1993. *The Atmospheric Effects of Stratospheric Aircraft: A Second Program Report.* NASA Reference Publication 1293. Washington, D.C.: National Aeronautics and Space Administration.

NASA, 1996. "1996 Antarctic Ozone Hole Below Record Size," *NASA HQ Public Affairs Office Press Release*, October 25, 1996. Washington, D.C.: National Aeronautics and Space Administration.

Newman P. A., J. F. Gleason, and R. S. Stolarski, 1997. Anomalously low ozone over the Arctic. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, sous presse.

Oltmans, S.J., W.E. Raatz, and W.D. Komhyr, 1989. On the transfer of stratospheric ozone into the troposphere near the north pole. *J. Atmos. Chem.*, **9**, 245–253.

Oltmans, S.J., A.S. Lefohn, H.E. Scheel, J.A. Harris, H. Levy II, I.E. Galbally, E-G. Brunke, C.P. Meyer, J.A. Lathrop, B.J. Johnson, D.S. Shadwick, E. Cuevas, F.J. Schmidlin, D.W. Tarasick, J.B. Kerr, and O. Uchino, 1997. Trends of ozone in the troposphere. *Geophys. Res. Lett.*,à venir.

Ohring, G., and H.S. Muench, 1959. Relationships between ozone and meteorological parameters in the lower stratosphere. *J. Meteor.*, **17**, 195–206.

Prather, M., 1992. Catastrophic loss of stratospheric ozone in dense volcanic clouds. *J. Geophys. Res.*, **97**, 10187–10191.

Randel, W. J., and J.B. Cobb, 1994. Coherent variations of monthly mean total ozone and lower stratosphere temperatures. *J. Geophys. Res.*, **99**, 5433–5474.

Randel, W. J., and F. Wu, 1995. *Climatology of stratospheric ozone based on SBUV and SBUV/2 data:1978-1994*, NCAR Technical Note NCAR/TN-412+STR. Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research.

Reed, R.J., 1950. The role of vertical motion in ozone-weather relationships. *J. Meteor.*, **7**, 263–267.

Reinsel, G.C., G.C. Tiao, A.J. Miller, D.J. Wuebbles, P.S. Connell, C.L. Mateer and J.J. DeLuisi, 1987. Statistical analysis of total ozone and stratospheric Umkehr data for trends and solar cycle relationship. *J. Geophys. Res.*, **92**, 2201–2209.

Reinsel, G. C., G.C. Tiao, D.J. Wuebbles, J.B. Kerr, A.J. Miller, R.M. Nagatani, L. Bishop, and L.H. Ying, 1994. Seasonal trend analysis of published ground-based and TOMS total ozone data through 1991. *J. Geophys. Res.*, **99**, 5449–5464.

Santee, M. L., G. L. Manney, L. Froidevaux, R. W. Zurek, and J. W. Waters, 1997. MLS observations of ClO and HNO_3 in the 1996–97 Arctic polar vortex. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, sous presse.

Schoeberl, M.R., P.K. Bhartia, and E. Hilsenrath, 1993. Tropical ozone loss following the eruption of Mt. Pinatubo. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 29–32.

Schubert, S.D., and M.J. Munteanu, 1988. An analysis of tropopause pressure and total ozone correlations. *Mon. Weather Rev.*, **116**, 569–582.

Shiotani, M., 1992. Annual, quasi-biannual, and El Nino-Southern Oscillation (ENSO) time-scale variations in equatorial total ozone. *J. Geophys. Res.*, **97**, 7625–7633.

Shiotani, M. and F. Hasebe, 1994. Stratospheric ozone variations in the equatorial region as seen in Stratospheric Aerosol and Gas Experiment Data. *J. Geophys. Res.*, **99**, 14575–14584.

Solomon S., R.W.Portmann, R.R. Garcia, L.W. Thomason, L.R. Poole, and M.P. McCormick, 1996. The role of aerosol variations in anthropogenic ozone depletion in the northern hemisphere. *J. Geophys. Res*, **101**, 6713–6727.

Stolarski, R., R. Bojkov, L. Bishop, C. Zerefos, J. Staehelin, and J. Zawodny, 1992. Measured trends in stratospheric ozone. *Science*, **256**, 343–349.

Stolarski, R., G.J. Labow, and R. D. McPeters, 1997. Springtime Antarctic total ozone measurements in the early 1970s from the BUV instrument on Nimbus 4. *Geophys. Res. Lett*, **24**, 591–594.

Taalas, P., J. Damski, E. Kyrö, M. Ginzburg, and G. Talamoni, 1997. Effect of stratospheric ozone variations on UV radiation and on tropospheric ozone at high latitudes. *J. Geophys. Res.*, **102**, 1533–1539.

Tarasick, D.W., J.B. Kerr, D.I. Wardle, J.J. Bellefleur and J. Davies, 1995. Tropospheric ozone trends over Canada: 1980-1993. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 409-412.

Tarasick, D.W., G. Brunet, R. Daley, P. Gauthier, and W.E. Ward, 1996a. A Canadian middle atmosphere initiative, *Proc. Quad. Ozone Symp.*, L'Aquila, Italie, 12–21 septembre 1996, sous presse.

Tarasick, D.W., J.B. Kerr, D.I. Wardle, J.J. Bellefleur, S. Bunka and J. Davies, 1996b. Tropospheric ozone trends at Canadian stations: 1980-1995, *Proc. Quad. Ozone Symp.*, L'Aquila, Italie, 1996, sous presse.

Tie, X., G.P. Brasseur, B. Briegleb, and C. Granier, 1994. Two-dimensional simulation of Pinatubo aerosol and its effect on stratospheric ozone. *J. Geophys. Res.*, **99**, 20545–20562.

Vaughan, G., and D.A. Begum, 1989. Correlation between ozone and potential vorticity. Pages 91–94 in *Ozone in the Atmosphere: Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium 1988*. R.D. Bojkov and P. Fabian, eds. Hampton, Virginia: Deepak.

Vaughan, G., and J.D. Price, 1991. On the relation between total ozone and meteorology. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **117**, 1281–1298.

Wirth, V., 1993. Quasi-stationary planetary waves in total ozone and their correlation with lower stratospheric temperature. *J. Geophys. Res.*, **98**, 8873–8882.

WMO, 1989. *Scientific Assessment of Stratospheric Ozone: 1989*. World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 20. Geneva: World Meteorological Organization.

WMO, 1991. *Scientific Assessment of Stratospheric Ozone: 1991*. World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 25. Geneva: World Meteorological Organization.

WMO, 1994. *Scientific Assessment of Stratospheric Ozone: 1994*. World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 37. Geneva: World Meteorological Organization.

Yang, H., and K.K. Tung, 1994. Statistical significance and pattern of extratropical QBO in column ozone. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2235–2238.

Zerefos, C. S., A.F. Bais, T.C. Ziomas, and R.D. Bojkov, 1992. On the relative importance of quasi-biennial oscillation and ENSO in the revised total ozone records. *J. Geophys. Res.*, **97**, 10135–10144.

Influence des processus dynamiques sur l'abondance de l'ozone

2.1 Introduction

Les processus dynamiques régissent l'abondance de l'ozone de deux grandes façons : d'abord via la température et ensuite via le transport et le mélange. Bien que les deux soient liés dans la pratique, la température subissant l'influence des processus dynamiques qui gouvernent le transport et le mélange, il est utile de les examiner séparément. La première partie de ce chapitre portera donc sur notre compréhension actuelle de la structure dynamique de la stratosphère, et la deuxième sur la structure planétaire du transport et du mélange. Les sections suivantes seront consacrées à des régions particulières de la stratosphère, et plus précisément à leur influence sur l'abondance de l'ozone.

2.2 Structure dynamique de la stratosphère

La stratosphère, qui contient grosso modo 20 % de la masse de l'atmosphère, est la région de celle-ci comprise entre environ 10 et 50 km d'altitude. Elle se caractérise, comme son nom l'indique, par une forte stratification à la verticale, qui freine les mouvements verticaux. Son existence est due à la couche d'ozone. Bien que ce soit la surface de la Terre qui cause le plus fort réchauffement de l'atmosphère, la couche d'ozone y apporte la seconde contribution en importance. Le transfert vertical rapide de chaleur par convection dans la partie inférieure de l'atmosphère, dit ajustement convectif, se traduit par une couche de stratification faible (la troposphère), surmontée par une couche de forte stratification (la stratosphère). La frontière entre les deux se nomme la tropopause. La hauteur moyenne mondiale de la tropopause est donc régie par un équilibre entre la quantité d'ozone stratosphérique, la température en surface et la structure thermique verticale de la troposphère (qui fait intervenir la distribution de la vapeur d'eau et des nuages). Par conséquent, tout changement d'un de ces facteurs entraîne une variation de la hauteur moyenne globale de la tropopause.

La hauteur de la tropopause varie considérablement avec la latitude. Elle est maximale sous les tropiques, avec une valeur typique de l'ordre de 18 km, et baisse jusqu'aux alentours de 8 km lorsque l'on va vers les pôles. Une partie de cette variation peut ici aussi s'expliquer par des facteurs radiatifs ou convectifs : le réchauffement en surface étant maximal sous les tropiques, c'est là que l'épaisseur de l'ajustement convectif est la plus grande. Cependant, deux autres éléments interviennent dans le même sens. D'abord, la stratosphère présente une circulation de masse méridienne moyenne persistante qui attire l'air vers le haut sous les tropiques et le fait redescendre en zone extratropicale. Ensuite, bien que la production photochimique d'ozone prenne place surtout en région tropicale, de grandes quantités de ce gaz sont transportées vers les pôles, ce qui influe sur la distribution en latitude du réchauffement par radiation. Les deux effets, qui sont étroitement liés (voir la section 2.3), se combinent pour hausser la tropopause sous les tropiques et la baisser en zone extratropicale. En outre, la pente de la tropopause devient plus prononcée aux latitudes moyennes, en raison de la présence du courant-jet subtropical, régi par les systèmes météorologiques d'échelle synoptique dans la troposphère. Ainsi, la structure méridienne de la tropopause reflète une interaction complexe entre la circulation de masse de la stratosphère, la distribution de l'ozone, les perturbations d'échelle synoptique dans la haute troposphère et le gradient thermique méridien dans la basse troposphère. Là encore, la vapeur d'eau et les nuages jouent un rôle critique dans ce dernier facteur. Notre compréhension de la manière dont interagissent ces différents processus pour gouverner la structure de la tropopause est, au mieux, qualitative.

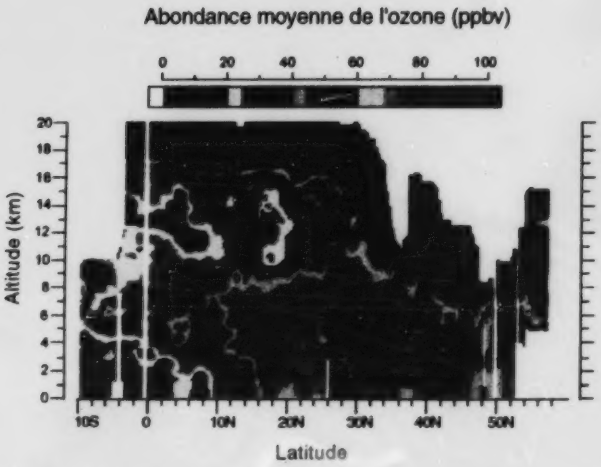


Figure 2.1 Image composite de la distribution méridienne de l'ozone obtenue par un lidar aéroporté sur l'ouest du Pacifique pendant la mission exploratoire de la NASA en février-mars 1994 (comm. pers., E.V. Browell, centre de recherches de Langley, NASA, Hampton, Virginie, États-Unis). La région de fort gradient (du jaune au noir) suit la tropopause.

Il y a une relation très directe entre la distribution spatiale de l'ozone et la structure spatiale de la tropopause. La figure 2.1 présente une coupe de la distribution de l'ozone tirée des mesures faites par lidar aéroporté. Les valeurs relatives de l'ozone sont élevées dans la stratosphère et basses dans la troposphère. Aux courtes échelles de temps (de l'ordre de quelques jours), la tropopause se comporte comme une surface matérielle déformable. Lorsqu'elle baisse, la fraction d'air stratosphérique sus-jacente à ce point augmente, ce qui accroît l'ozone total; lorsqu'elle monte, il se produit une baisse correspondante de l'ozone total. Cette corrélation est bien définie aux courtes échelles de temps de la variabilité dynamique de la hauteur de la tropopause. Aux échelles plus longues, d'autres facteurs entrent en jeu. Cependant, la situation met en évidence que la structure de la tropopause a une incidence significative sur la distribution de l'ozone et doit être prise en compte dans toute évaluation des changements de celui-ci.

L'élévation de la tropopause sous les tropiques implique qu'il y aura dans cette région un minimum local des températures de la basse stratosphère, à l'inverse de ce qui se passe dans la troposphère. La situation, qui se présente en toutes saisons, est liée (via l'équilibre du vent thermique) au courant-jet subtropical. Aux altitudes plus élevées, la structure méridienne de la température est fortement dépendante de la saison. L'ozone qui a été transporté vers les pôles fournit une importante source de réchauffement radiatif pendant l'été polaire ensoleillé, ce qui conserve des températures polaires relativement élevées par rapport aux valeurs des tropiques, et se reflète dans les vents zonaux de l'est qui soufflent dans la stratosphère de l'hémisphère d'été. Dans l'hémisphère d'hiver, par contraste, l'absence de réchauffement radiatif pendant la nuit polaire entraîne des températures extrêmement basses et la formation d'un intense vortex polaire de l'ouest. Ainsi, dans les régions polaires, le cycle saisonnier de la température se compose d'une tendance au refroidissement à l'automne et d'une tendance au réchauffement au printemps.

Les basses températures de la nuit polaire sont atténuées par le réchauffement adiabatique dû à la compression de l'air qui descend en se dirigeant vers les pôles. Cependant, il y a de forts contrastes entre les régimes hivernaux de l'Antarctique et de l'Arctique. Dans l'Antarctique, la circulation de masse en hiver est comparativement faible et relativement stable, sans grande variabilité interannuelle, bien qu'on puisse y distinguer l'effet de l'oscillation quasi biennale (QBO). Dans l'Arctique, au contraire, cette circulation est beaucoup plus forte, et de loin plus variable; les températures sont donc en moyenne plus élevées que celles de l'hiver antarctique, avec des épisodes de réchauffement plus marqués, dits réchauffements stratosphériques soudains. Ces caractéristiques sont présentées à la figure 2.2, qui montre des séries temporelles des températures de la mi-stratosphère en région polaire dans l'Antarctique et l'Arctique, tirées d'observations et du modèle canadien de l'atmosphère moyenne [Shepherd, 1995; Beagley *et al.*, 1997].

Pour comprendre ce comportement, il faut examiner les éléments qui régissent la circulation de masse méridienne moyenne. En première approximation, le réchauffement (ou le refroidissement) adiabatique lié à l'enfoncement (ou à l'élévation) de l'air est équilibré par le refroidissement (ou le réchauffement) radiatif. On pourrait être tenté d'en conclure que le refroidissement (réchauffement) radiatif est la *cause* du mouvement vertical (p. ex. l'air monte quand il est réchauffé par rayonnement); cependant, il est maintenant bien établi que, à l'échelle planétaire et sur des échelles de temps de l'ordre de la saison, c'est plutôt l'inverse : les déséquilibres radiatifs locaux observés sont eux-mêmes causés par la circulation de masse méridienne moyenne [Andrews *et al.*, 1987; voir aussi Shepherd, 1995]. On peut l'interpréter de plusieurs façons. D'abord, la circulation de masse de la stratosphère est essentiellement liée de manière indirecte à la température : l'air monte quand il est relativement froid (sous les tropiques) et descend quand il est relativement chaud (zone extratropicale). Le forçage énergétique de la stratosphère doit donc être mécanique plutôt que thermique. Ensuite, la rotation de la Terre agit comme un frein au mouvement méridien (nord-sud) moyen. Pour conserver une circulation de masse méridienne moyenne, une force mécanique zonale (est-ouest) doit équilibrer la force zonale de Coriolis qui agit sur le mouvement méridien. (Autrement dit, l'air tropical a un plus grand moment angulaire que l'air polaire, de sorte que, pour faire passer l'air d'une région à l'autre, il faut lui appliquer une force zonale pour soit augmenter soit diminuer ce moment angulaire.) Cette force mécanique zonale est fournie par la force de résistance liée au déferlement et à la dissipation des mouvements ondulatoires se propageant dans la

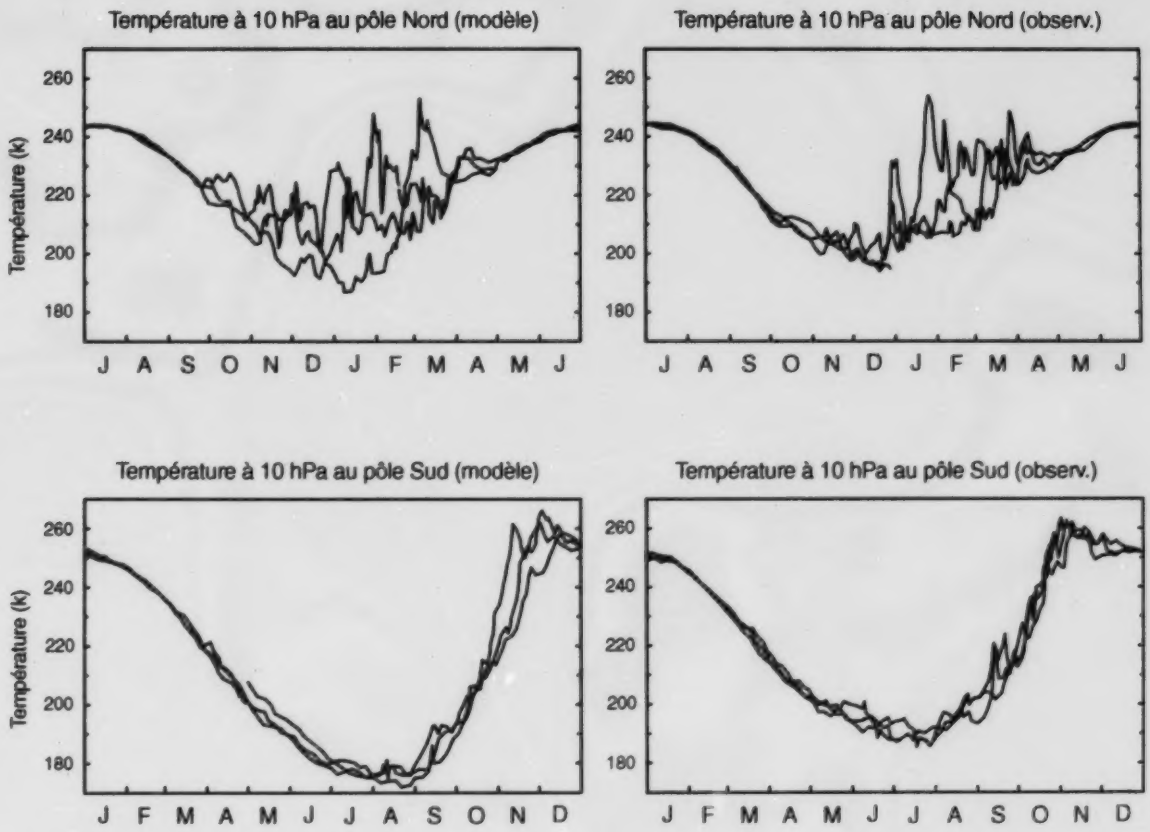


Figure 2.2 Variation annuelle de la température à 10 hPa au-dessus du pôle Nord et du pôle Sud, centrée sur le milieu de l'hiver, tirée du modèle canadien de l'atmosphère moyenne et des observations. Dans chaque cas, on présente les données pour trois années différentes; les observations correspondent aux analyses effectuées par le service météorologique du Royaume-Uni de 1993 à 1995. (Figure fournie par John Koshyk, université de Toronto.)

stratosphère à partir de la troposphère, plus massive. Dans la stratosphère, la plus grande partie de cette force de résistance est liée aux ondes planétaires à grande échelle, avec une contribution secondaire des ondes de gravité inertielles, d'échelle moindre. C'est la différence d'intensité et de variabilité du déferlement stratosphérique des ondes entre les hémisphères Nord et Sud (due aux différences de leurs reliefs respectifs) qui explique celle de la circulation de masse hivernale entre l'Arctique et l'Antarctique.

Bien que l'on s'entende sur la validité de base de ce processus, il reste difficile d'en avoir une compréhension quantitative et de le prévoir. Par exemple, les modèles de circulation générale de l'atmosphère les plus sophistiqués sont entachés d'erreurs systématiques dans les températures polaires, la plus notable étant le « pôle froid » de l'hiver antarctique, que l'on voit à la figure 2.2. L'origine de cet écart n'est pas connue, mais on croit qu'il est associé à une absence de déferlement d'onde de gravité [Garcia et Boville, 1994]. Si c'est le cas, il s'ensuit une grave incertitude fondamentale affectant notre compréhension quantitative et notre capacité de prédiction, puisque le déferlement d'onde de gravité est très mal contraint à partir aussi bien des observations que de la théorie. L'écart de température dans l'Antarctique, 10 K ou plus, est assez important pour compromettre la modélisation quantitative de l'appauvrissement de l'ozone; dans la pratique, on le corrige en apportant des ajustements aux vents et températures observés, mais il a été montré que ces corrections de « relaxation » faisaient problème dans le contexte de la modélisation du changement climatique [Shepherd *et al.*, 1996].

Dans les conditions climatiques actuelles, la différence entre les températures hivernales de mi-stratosphère de l'Arctique et de l'Antarctique a des effets considérables sur les valeurs respectives de la perte d'ozone dans ces régions, puisqu'elle se trouve chevaucher les températures critiques pour la formation de nuages stratosphériques polaires (PSC; voir chapitre 3). Si, par exemple, les températures moyennes étaient de 10 K plus élevées dans l'Antarctique ou de 10 K

plus basses dans l'Arctique, la différence de perte d'ozone entre les deux hémisphères serait beaucoup plus faible. (Bien sûr, les nuages stratosphériques polaires ne sont qu'un des facteurs de la perte d'ozone au pôle; le confinement par le vortex polaire est lui aussi critique, comme on le verra en 2.5). La grande variabilité intersaisonnière et interannuelle des températures hivernales polaires de l'Arctique est à l'origine de la variabilité interannuelle considérable de la perte d'ozone au-dessus de cette région. On l'a vu plus haut, la variabilité des températures est directement imputable à la variabilité dynamique. Celle-ci étant mal comprise, et donc difficile à prévoir pour une année donnée, il s'ensuit une grave limitation de notre compréhension quantitative de la perte d'ozone dans l'Arctique, tant présente que future.

2.3 Structure planétaire du transport et du mélange

La distribution de l'ozone a été l'une des premières preuves observationnelles du transport d'espèces traces dans la stratosphère [Dobson, 1956]. Comme la plus grande partie de la production d'ozone prend place sous les tropiques, mais que les valeurs d'ozone total les plus élevées sont mesurées en zone extratropicale, il doit nécessairement y avoir un transport systématique des tropiques vers les pôles. Cette déduction concorde avec les basses valeurs observées de la vapeur d'eau stratosphérique, dont Brewer [1949] avait conclu que l'air doit pénétrer dans la stratosphère par la région de très basse température à la tropopause tropicale : le « piège condenseur ». La circulation de transport stratosphérique suggérée par ces observations (circulation de Brewer-Dobson) monte en zone tropicale, se dirige vers les pôles et (pour des raisons de conservation de masse) redescend dans la troposphère en zone extratropicale. Cette situation n'a été confirmée que relativement récemment par des observations planétaires, puisqu'il fallait à cet effet des mesures satellitaires, et en particulier celles du satellite de recherche en haute atmosphère (Upper Air Research Satellite, ou UARS) lancé par la NASA en 1991. La figure 2.3 donne un exemple de ces mesures.

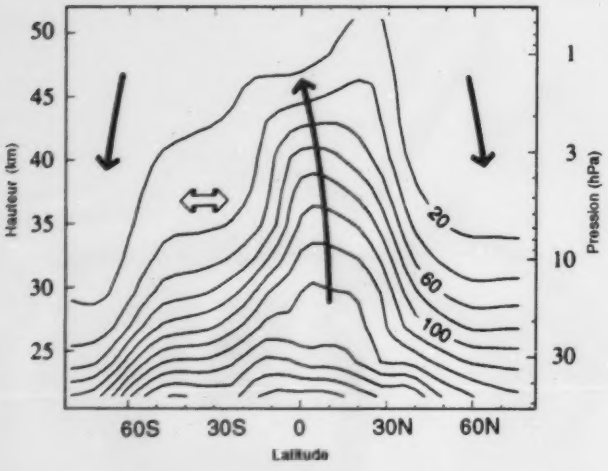


Figure 2.3 Moyenne en longitude de la structure du rapport de mélange de l'hémioxyde d'azote (N_2O), en parties par milliard en volume, entre le 1er et le 20 septembre 1992, telle que mesurée par l'appareil CLAES de l'UARS. Les traits continus épais indiquent la circulation stratosphérique moyenne dans le plan latitude-hauteur et les flèches horizontales l'emplacement du mélange quasi horizontal par les ondes planétaires. (D'après Randel *et al.*, 1993)

La structure de la circulation de Brewer-Dobson qu'on en a déduite concorde largement avec la circulation de masse méridienne moyenne issue de considérations purement dynamiques. En un sens, la chose n'est pas surprenante : la circulation de masse décrit en effet le mouvement moyen de l'air à travers des surface isentropiques (quasi horizontales), c'est-à-dire des surfaces de température potentielle constante, qui régissent la stratification; en tout point d'une telle surface, l'air, s'il était comprimé à la même pression, prendrait la même température et la même densité. La circulation de masse est donc liée de manière fondamentale au mouvement vertical global des particules d'air. Cependant, il convient de souligner que la circulation de masse est un diagnostic eulérien (moyenne prise à une latitude fixe); elle se distingue donc, et peut considérablement différer, de la circulation moyenne définie par le mouvement d'espèces traces, qui est un diagnostic lagrangien (moyenne prise en suivant les particules d'air). On décrit en 2.5 un exemple où la différence entre les deux est particulièrement importante.

Une caractéristique fondamentale de la circulation de Brewer-Dobson est son cycle saisonnier prononcé; bien que la remontée tropicale prenne place toute l'année, le mouvement vers le pôle et la descente au pôle surviennent surtout dans l'hémisphère d'hiver. Ce comportement est présenté à la figure 2.4, qui montre le cycle saisonnier de la circulation de masse méridienne moyenne dans le modèle canadien de l'atmosphère moyenne [Beagley *et al.*, 1997]. (Il est difficile de tirer des observations des estimations fiables de la circulation de masse. Dans le cas de la circulation de transport basée sur les traceurs, même la définition en est problématique.) Il convient de souligner que les vitesses de la remontée tropicale sont très basses, de sorte qu'une particule d'air confinée dans les tropiques met plus d'un an à traverser la région de production d'ozone pour gagner la haute stratosphère; la distribution de traceurs, comme celle que montre la figure 2.3 pour l'oxyde nitreux, reflète donc la moyenne annuelle de la circulation présentée à la figure 2.4, modifiée par un mélange quasi horizontal plus rapide.

Jusqu'à un certain point, on peut dire que nous comprenons l'origine de la circulation de Brewer-Dobson et son cycle saisonnier [Holton *et al.*, 1995]. Les ondes planétaires se propagent vers l'ouest par rapport au vent moyen, et exercent donc une force zonale vers l'ouest (c.-à-d. négative) lorsqu'elles se brisent. Cette force due au déferlement régit le mouvement vers le pôle dans les deux hémisphères, ce qui

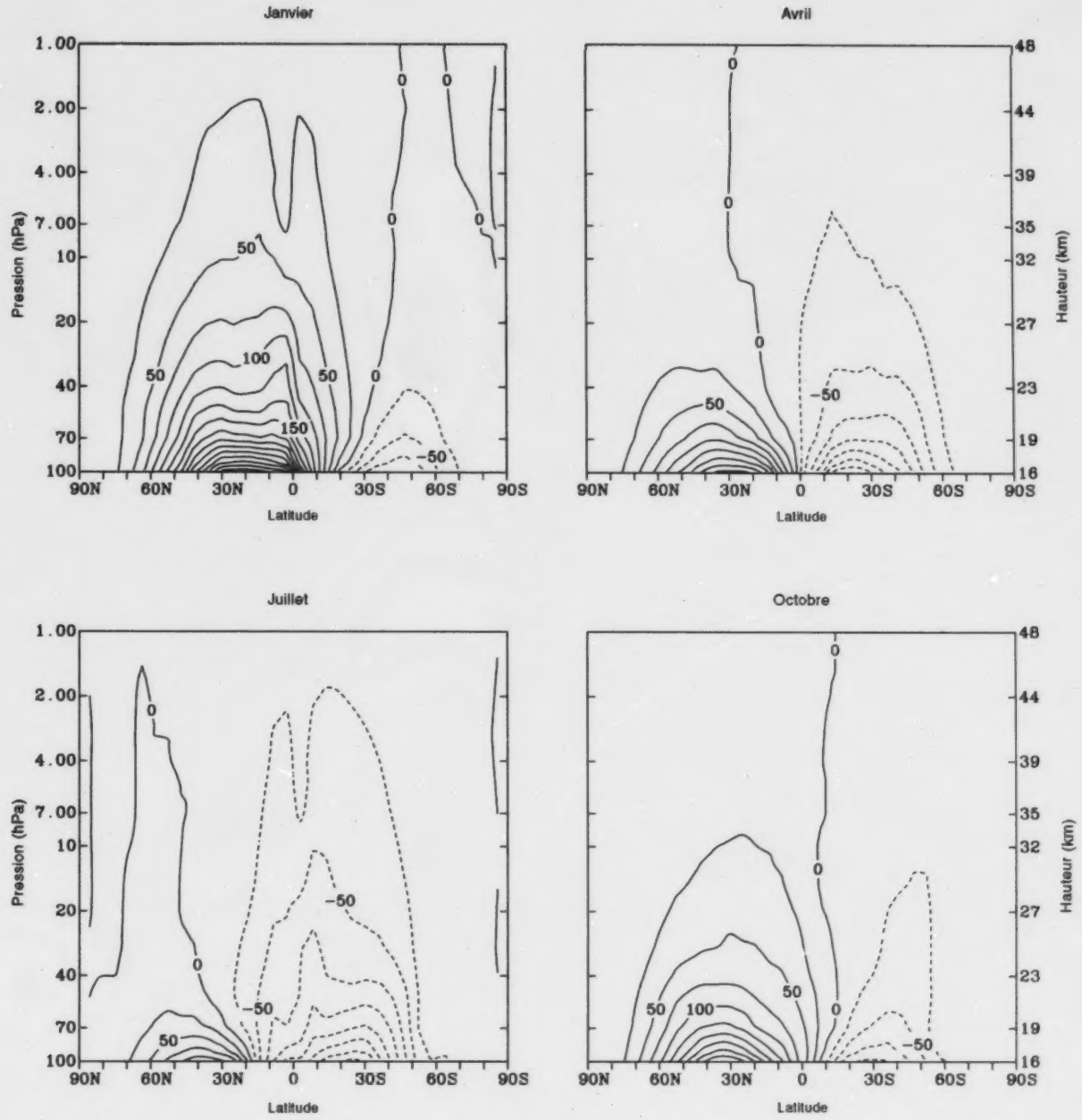


Figure 2.4 Cycle saisonnier de la circulation de masse méridienne moyenne fourni par le modèle canadien de l'atmosphère moyenne. Les panneaux donnent la moyenne sur trois années différentes de la moyenne mensuelle de janvier, avril, juillet et octobre. Les lignes représentent les écoulements de masse, et correspondent à un mouvement ascendant sous les tropiques et descendant en zone extratropicale. L'intervalle est de 25 $kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$. (Figure fournie par John Koshyk, université de Toronto.)

induit une remontée sous les tropiques et une descente en *région extratropicale. Le cycle saisonnier* de la circulation de Brewer-Dobson est de même une conséquence du cycle saisonnier du déferlement stratosphérique des ondes planétaires [Rosenlof, 1995]; la plus grande partie du déferlement d'ondes planétaires survient dans l'hémisphère d'hiver. Une relation similaire doit aussi valoir aux échelles de temps plus longues. Il s'ensuit que la variabilité interannuelle dans le déferlement d'ondes planétaires de l'hémisphère Nord, reflétée par les températures hivernales de l'Arctique (voir en 2.2), et son potentiel de changement systématique aux échelles de temps décennales, a des implications concomitantes pour le changement et la variabilité de la circulation de Brewer-Dobson, et donc de la distribution de l'ozone. Cependant, même si l'on pouvait prévoir la variabilité dynamique, il demeure des lacunes considérables dans notre compréhension quantitative de ses liens avec le transport de l'ozone. Plus précisément, l'argument avancé plus haut repose sur une hypothèse d'équivalence de la circulation de Brewer-Dobson, de la circulation de masse moyenne (en équilibre radiatif) et de la circulation régie par le déferlement d'ondes. Bien que ces circulations soient très certainement liées, elles sont loin d'être identiques et leurs différences ne sont pas encore comprises sur le plan quantitatif. On reviendra plus en détail sur ce point dans le contexte de la remontée tropicale (en 2.4) et de la descente polaire (en 2.5).

Diverses échelles de temps des circulations entrent en jeu dans la détermination de l'abondance de l'ozone. En ce qui concerne les substances destructrices de l'ozone avec des sources troposphériques et des puits stratosphériques, on peut définir un temps de séjour basé sur l'échelle de temps de décomposition requise pour expliquer les concentrations stratosphériques observées. Ces temps de séjour sont bien entendu différents selon les espèces chimiques concernées; ils font intervenir les processus de décomposition proprement dits et le temps que met l'espèce en question pour atteindre les altitudes où survient la décomposition. Nombre de substances ont des temps de séjour stratosphériques de l'ordre de la décennie ou plus. On peut aussi définir une échelle de temps pour l'âge stratosphérique, basée sur le décalage entre les valeurs des espèces de longue durée mesurées dans la troposphère et leurs valeurs à un certain endroit de la stratosphère. Pour un traceur dont les valeurs troposphériques augmentent de façon linéaire, on obtient ainsi un âge bien défini qui est une quantité indépendante du traceur [Hall et Plumb, 1994]; on l'estime entre un et deux ans dans la basse stratosphère extratropicale et à plus de quatre ans dans la haute stratosphère. (Les lignes d'âge ressemblent un peu aux courbes de l'oxyde nitreux présentées à la figure 2.3.) Ces échelles de temps sont du même ordre de grandeur que celles obtenues sur la seule base de la circulation de masse méridienne moyenne, sans mélange [Rosenlof, 1995], mais ont une distribution spatiale très différente. Il n'y a donc pas de relation directe entre cette définition de l'âge et le décalage temporel pour les espèces à variation temporelle non linéaire, surtout pour celles présentant un fort cycle saisonnier. En principe, toute l'information sur le transport (pour les espèces à longue durée de vie) est présente dans le « spectre d'âge » [Hall et Plumb, 1994], mais celui-ci n'est bien défini que pour les statistiques de transport et de mélange stationnaires; il y a des doutes quant à la robustesse du concept en présence d'une variabilité annuelle et interannuelle de la dynamique. Pour les espèces ayant des sources et des puits stratosphériques, le spectre d'âge fournit des informations incomplètes, parce qu'il faudrait connaître la distribution des voies de transport.

Traditionnellement, on a abordé le transport et le mélange dans la stratosphère comme un problème d'advection-diffusion [Andrews *et al.*, 1987], des distributions de traceurs telles que celles de la figure 2.3 étant considérées comme un équilibre entre les effets d'accentuation de pente de la circulation de masse méridienne moyenne et les effets d'atténuation de pente du mélange quasi horizontal. Cette description est probablement valide pour les latitudes moyennes, mais, comme toutes les approches basées sur la longueur de mélange, elle dépend d'une séparation d'échelle spatiale entre les échelles des traceurs (plus grandes) et les échelles des tourbillons (plus petites). Il se pose donc un problème dans les régions où la taille des tourbillons est supérieure à l'échelle de longueur du gradient de traceurs, comme cela se produit dans les zones de fort gradient telles que la bordure du vortex polaire, la lisière des tropiques et la tropopause. En outre, l'approche traditionnelle de longueur de mélange ne rend pas compte des robustes barrières au transport qui donnent au

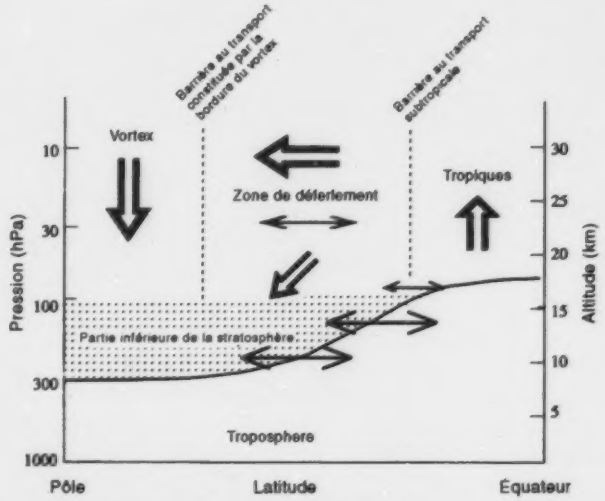


Figure 2.5 Schéma du transport et du mélange dans la basse stratosphère de l'hémisphère d'hiver. Les flèches simples épaisses indiquent la circulation de masse moyenne, les flèches doubles minces les zones de mélange fort, et les lignes verticales tiretées les barrières au transport. La courbe pleine représente la tropopause, et la zone pointillée la partie inférieure de la stratosphère, dans laquelle les surfaces isentropiques coupent la tropopause.

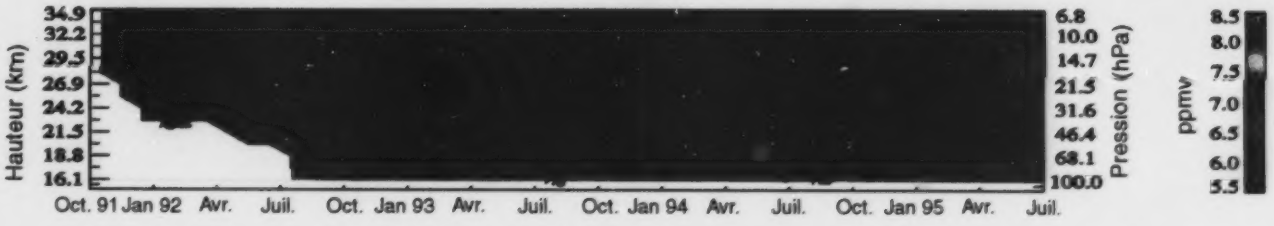


Figure 2.6 Coupe temps-hauteur de $2(CH_4)+(H_2O)$, partie variable de l'hydrogène total, entre 12° N et 12° S, mesurée par l'appareil HALOE de l'UARS. L'oscillation à propagation verticale indique le mouvement ascendant en zone tropicale. (D'après Mote *et al.*, 1996)

départ de si forts gradients de traceurs, comme on le verra plus en détail ci-dessous. (Ce ne sont pas des barrières parfaites, mais plutôt des quasi-barrières; on parlera cependant ici de « barrières au transport », par souci de concision.) Le rôle du vortex polaire hivernal, qui isole l'air du vortex, et permet le déroulement de processus chimiques hétérogènes, a très tôt été reconnu comme facteur essentiel de la perte d'ozone polaire [Schoeberl et Hartmann, 1991]. Plus récemment, avec l'accès à des mesures de grande qualité sous les tropiques, on a repéré des barrières du même type à la lisière des tropiques [Trepte et Hitchman, 1992; Fahey *et al.*, 1996]. La partie inférieure de la stratosphère extratropicale est aussi une région distincte, parce qu'elle est « ventilée » par des surfaces isentropiques qui coupent la troposphère [Holton *et al.*, 1995]. Par conséquent, on a maintenant une image du transport et du mélange dans la stratosphère plus complexe qu'il y a une dizaine d'années, et d'une certaine manière plus fragmentée. La figure 2.5 donne un schéma de ses divers éléments.

2.4 Les tropiques

Pour de nombreuses raisons, les tropiques jouent un grand rôle dans l'établissement de l'abondance de l'ozone. Premièrement, la stratosphère tropicale est la principale région source de ce gaz, que la circulation de Brewer-Dobson transporte ensuite dans la région extratropicale. Deuxièmement, la basse stratosphère tropicale est la principale voie d'entrée des substances destructrices de l'ozone dans la stratosphère. Une importante question qui se pose actuellement à cet égard est l'impact possible des émissions de NO_x des aéronefs civils que l'on prévoit de faire voler dans la basse stratosphère extratropicale [NASA, 1995]. Si les NO_x sont directement entraînés dans la région tropicale de remontée, au lieu d'être dilués dans la troposphère, le risque de destruction de l'ozone est beaucoup plus grand (voir chapitre 3). Troisièmement, la température de la tropopause tropicale régularise la quantité de vapeur d'eau présente dans la stratosphère via l'effet de piège condenseur de Brewer, ce qui influe sur le seuil thermique de formation des PSC. Ainsi, une tendance à long terme de la température de la tropopause tropicale pourrait avoir une influence indirecte sur la destruction de l'ozone.

Un événement important des dernières années a été la réalisation que la remontée qui se fait dans la branche tropicale de la circulation de Brewer-Dobson est relativement isolée. On s'en est d'abord rendu compte dans les mesures d'aérosols prises après l'éruption du mont Pinatubo en 1991 [Trepte et Hitchman, 1992; Grant *et al.*, 1994], qui ont montré un transport limité d'aérosols dans la région extratropicale au-dessus de 22 km. L'existence d'une barrière subtropicale au transport a été de nouveau mise en évidence dans les profils méridiens des corrélations chimiques d'espèces de longue durée de vie [Fahey *et al.*, 1996], qui suggèrent la présence de régions de mélange distinctes sous les tropiques et en région extratropicale. Mais la preuve peut-être la plus caractéristique a été fournie par les mesures satellitaires de la vapeur d'eau dans la basse stratosphère tropicale, qui met en évidence une oscillation confinée en latitude et à propagation verticale, illustrée la figure 2.6; Mote *et al.* [1996] avancent l'hypothèse que cela représente l'empreinte du cycle annuel des températures de la tropopause tropicale sur la teneur en vapeur d'eau de l'air transporté par la circulation méridienne moyenne, autrement dit une modulation annuelle de l'effet de piège condenseur, transportée vers le haut.

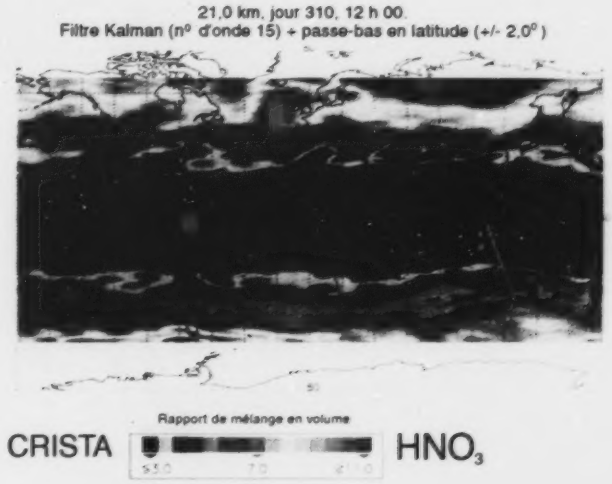


Figure 2.7 Coupe horizontale du HNO_3 à environ 21 km d'altitude le 6 novembre 1994, mesurée par l'appareil CRISTA à bord de la navette spatiale (comm. pers., D. Offermann, université de Wuppertal, Allemagne). Le champ présente plusieurs structures en oeil de chat dans le nord de la zone subtropicale.

L'existence et la force des barrières subtropicales au transport montrent cependant une grande variabilité; elles sont fonction de la saison et significativement gouvernées par la QBO. Cela concorde avec la notion qu'elles peuvent s'expliquer par la structure spatiale du champ de vitesse horizontale : les barrières au transport correspondent à des lignes de courant quasi zonales, sans points de stagnation [Polvani *et al.*, 1995]. Il est bien établi que la stratosphère des latitudes moyennes est perturbée par les ondes planétaires qui se brisent, ce qui forme une zone de déferlement [McIntyre et Palmer, 1983]. La nature de ce déferlement est conforme aux prévisions de la théorie de la couche critique des ondes de Rossby. La figure 2.7 en donne un exemple particulièrement frappant, à environ 21 km d'altitude; le champ de traceur montre la structure caractéristique en « oeil de chat » de la couche critique de l'onde de Rossby. À l'intérieur de cette structure, il se produit un fort mélange horizontal, mais, de chaque côté, les lignes des traceurs restent quasi zonales [Ngan et Shepherd, 1997a]. De ce point de vue, la barrière subtropicale au transport représente la limite tropicale de la zone de déferlement des latitudes moyennes. (De même, la barrière du vortex polaire au transport représente la limite polaire de cette zone; voir la section 2.5.) Sa présence dépend donc du fait que le déferlement des ondes planétaires s'étende ou non jusque sous les tropiques, ce qui à son tour dépend de l'amplitude et de la vitesse de phase des ondes planétaires et du cisaillement méridien de la circulation zonale sous-jacente. Les deux sont fonction de la saison, mais le cisaillement dépend aussi de la phase de la QBO.

En raison des barrières subtropicales au transport, les caractéristiques du transport et du mélange sous les tropiques sont qualitativement différentes de celles des latitudes moyennes. Une hypothèse extrême serait celle d'une « cheminée » tropicale [Plumb, 1996], dans laquelle l'air tropical monterait sans échange avec les latitudes moyennes. En fait, le signal de vapeur d'eau montré à la figure 2.6 donne une certaine validité à cette notion. Cependant, une modélisation détaillée des processus chimiques sous les tropiques montre que les profils verticaux observés des espèces chimiques ne concordent pas avec une conception stricte de la cheminée tropicale; il faut qu'il se produise une certaine dilution [Avallone et Prather, 1996], surtout en-dessous d'environ 22 km. Il y a eu récemment quelques tentatives de quantification de la dilution par comparaison avec la remontée verticale et l'action des processus chimiques (p. ex. Volk *et al.*, 1996). La plupart des calculs estiment qu'à des altitudes supérieures à 22 km, 50 % ou plus de l'air de la région de remontée tropicale provient des latitudes moyennes. Ces calculs sont entachés d'une incertitude considérable. En effet, ils reposent sur une idéalisation extrême de l'échange latéral entre deux régions de mélange homogène, et dépendent énormément de l'estimation de la vitesse de la remontée tropicale.

La vitesse de remontée ne peut pas être mesurée directement, et doit être inférée des valeurs estimatives du réchauffement radiatif sous les tropiques. (La vitesse de propagation verticale d'un cycle annuel, comme celui montré par la vapeur d'eau à la figure 2.6, n'est pas identique à la vitesse moyenne de la remontée s'il se produit beaucoup de dilution [Hall et Waugh, 1997]). Cependant, c'est un calcul très difficile, puisqu'il repose sur une petite différence entre des termes de valeur élevée, et est donc sujet à des erreurs d'échantillonnage, surtout dans la basse stratosphère, où les échelles de temps des facteurs radiatifs sont longues. La solution est généralement non unique. Un certain nombre d'études récentes [p. ex. Rosenlof, 1995] ont utilisé l'ensemble de données de l'UARS pour tenter d'arriver à des estimations précises de la vitesse de remontée; bien que les résultats concordent passablement, il persiste des incertitudes de l'ordre de 50 % dans la basse stratosphère, qui augmentent encore lorsque l'on s'approche de la tropopause.

Difficulté supplémentaire, on ne peut pas postuler un équilibre simple entre le réchauffement radiatif et la remontée verticale sous les tropiques, du fait de l'ajustement inertiel qui devrait se produire en réaction à une instabilité inertielle due au forçage radiatif [Dunkerton, 1989]. (C'est l'équivalent à l'horizontale de l'ajustement convectif qui survient sur la verticale.) Il reste à déterminer, à un niveau quantitatif permettant l'analyse diagnostique, la manière dont interagissent ces processus pour régir dans la réalité les températures de la stratosphère sous les tropiques. La difficulté que cela entraîne pour relier le réchauffement radiatif à la remontée verticale

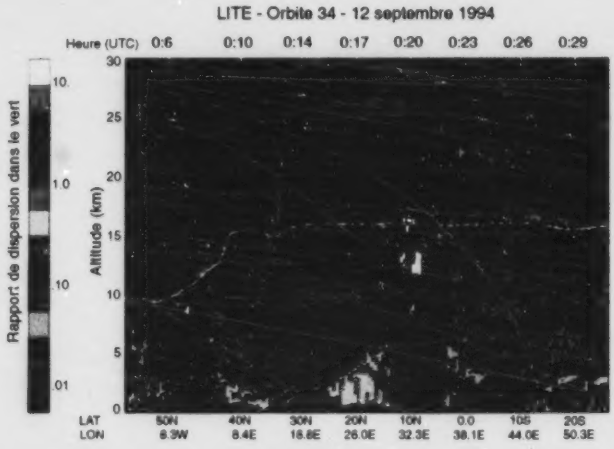


Figure 2.8 Coupe de dispersion des aérosols, mesurée le 12 septembre 1994 lors de l'expérience LITE de la navette spatiale (Hoff et Osborn, 1996). La couche d'aérosols dans la basse stratosphère est en grande partie imputable aux restes de l'éruption du mont Pinatubo en 1991 (vert); dans la basse troposphère, on peut voir près de la surface (rouge-jaune) de fortes concentrations s'étendant de l'Europe jusqu'à l'est de l'Afrique. La ligne mince indique l'emplacement de la tropopause tiré des données du NMC des États-Unis.

constitue une importante limitation à notre compréhension de la branche tropicale de la circulation de Brewer-Dobson.

Quoiqu'on ait accordé beaucoup d'intérêt au mélange latéral d'injection des latitudes moyennes vers les tropiques, on peut s'attendre à ce que le processus s'accompagne d'un mélange latéral d'éjection. On a des indications claires d'épisodes de mélange d'éjection dans la stratosphère moyenne, corroborées par les calculs d'advection de traceurs [Randel *et al.*, 1993]. Les mesures d'aérosols elles aussi suggèrent l'existence d'un mélange d'éjection significatif dans la basse stratosphère [Grant *et al.*, 1994]. La figure 2.8 montre un profil d'aérosol tiré de l'Expérience de technologie des lidars dans l'espace (LITE), embarquée sur la navette spatiale [McCormick, 1996]. Étant donné que les aérosols stratosphériques sont injectés sous les tropiques (en particulier lors de l'éruption du mont Pinatubo en 1991), la figure montre un étalement vers le pôle juste au-dessus de la tropopause et parallèlement à celle-ci. En outre, les mesures de la vapeur d'eau [Dessler *et al.*, 1995], du dioxyde de carbone [Boering *et al.*, 1994] et de l'ozone [Folkins et Appenzeller, 1996] dans la basse stratosphère aux latitudes moyennes indiquent l'existence d'une voie de transport directe depuis la haute troposphère ou la basse stratosphère tropicales vers la basse stratosphère des latitudes moyennes, ce qui équivaut à un « court-circuitage » de la circulation de Brewer-Dobson. En fait, la zone inférieure de la stratosphère tropicale se révèle une région de l'atmosphère particulièrement complexe, qui joue un rôle critique dans la structure planétaire du transport et du mélange dans la stratosphère. Elle en reste cependant une des parties les moins bien comprises; en particulier, la manière dont la dynamique convective rapide de la troposphère tropicale se greffe à la dynamique plus lente de la stratosphère tropicale, sur ce que l'on considère à juste titre comme une couche de tropopause tropicale (plutôt qu'une simple interface), est une importante lacune de notre compréhension théorique. Par exemple, la plupart des modèles conceptuels actuels laissent complètement de côté l'effet de fortes asymétries zonales, comme la circulation de mousson.

Il convient de souligner que le mélange d'injection et le mélange d'éjection sont des processus distincts. Ils sont équivalents à la bordure de petits tourbillons, comme on le postule dans les approches classiques de longueur de mélange, mais, comme on l'a fait remarquer en 2.3, les barrières subtropicales au transport représentent exactement la situation inverse, dans laquelle de grands tourbillons influent sur un gradient de traceur prononcé. La figure 2.7 donne un exemple des échelles concernées. Si le déferlement des ondes planétaires est en grande partie unidirectionnel, on peut avoir beaucoup de mélange d'éjection et très peu de mélange d'injection, ou l'inverse; il est d'ailleurs bien établi que c'est ce qui se produit dans le vortex polaire hivernal (voir section 2.5). Notre compréhension de ce qui se passe sous les tropiques est par comparaison beaucoup plus limitée, parce qu'on ne dispose pas à l'heure actuelle de mesures fiables du vent dans la stratosphère tropicale. Les estimations des vents stratosphériques sont essentiellement tirées des températures, en postulant un équilibre gradient-vent, mais cet équilibre est rompu en région tropicale. Pour se doter à l'avenir de capacités de mesure dans la stratosphère, il faut accorder une grande priorité à l'obtention de mesures fiables du vent, ce qui améliorera notre compréhension du transport et du mélange. Des mesures directes du vent sont certes la solution la plus évidente; on pense cependant que des techniques évoluées d'assimilation des données pourront tirer des informations fiables sur le vent de l'évolution temporelle des champs de traceurs, comme celui que montre la figure 2.7.

2.5 Vortex polaire hivernal

Le fort vortex polaire qui se forme dans l'hémisphère d'hiver fournit le cadre dynamique de base de la perte d'ozone au pôle. L'intensité du vortex est directement liée, via l'équilibre du vent thermique, aux basses températures requises par la chimie hétérogène de l'appauvrissement de l'ozone; en même temps, le vortex constitue une barrière au transport qui isole l'air polaire de la dilution des moyennes latitudes. Comme on l'a vu en 2.2, ces effets sont beaucoup plus marqués dans l'Antarctique que dans l'Arctique, pour des raisons assez bien comprises, et c'est ce qui explique que la perte d'ozone polaire la plus importante a eu lieu dans l'Antarctique.

Pour ce qui est du transport et du mélange, on peut faire de nombreux parallèles utiles entre le vortex polaire hivernal et les tropiques. Dans les deux cas, la circulation de Brewer-Dobson assure le transport vertical unidirectionnel (vers le haut sous les tropiques, vers le bas dans le vortex polaire), et une barrière au transport s'établit à la bordure concernée de la zone de déferlement des latitudes moyennes. Comme sous les tropiques, la barrière au transport constituée par le vortex polaire n'est pas parfaite, et on s'est beaucoup intéressé à quantifier l'étendue des mélanges d'éjection et d'injection. Notre connaissance quantitative des processus de transport et de mélange est cependant beaucoup plus grande pour ce qui est du vortex polaire que pour les tropiques, et ce pour des raisons très différentes. D'abord, depuis la découverte du trou d'ozone antarctique, il y a eu de nombreuses missions aéroportées dans les régions polaires (tant l'Arctique que l'Antarctique). Ensuite, les mesures globales du vent sont de loin plus précises dans les régions polaires que sous les tropiques, ce qui permet de calculer des trajectoires détaillées des particules d'air. Enfin, on dispose de contraintes théoriques beaucoup plus strictes pour la circulation de masse méridienne moyenne dans le cas des régions polaires, en raison du fort gradient méridien du moment angulaire [Holton *et al.*, 1995].

Dans la quantification du transport et du mélange à l'intérieur et autour du vortex polaire hivernal, une des principales difficultés a été de définir la bordure du vortex. On considère généralement que la bordure dynamique est

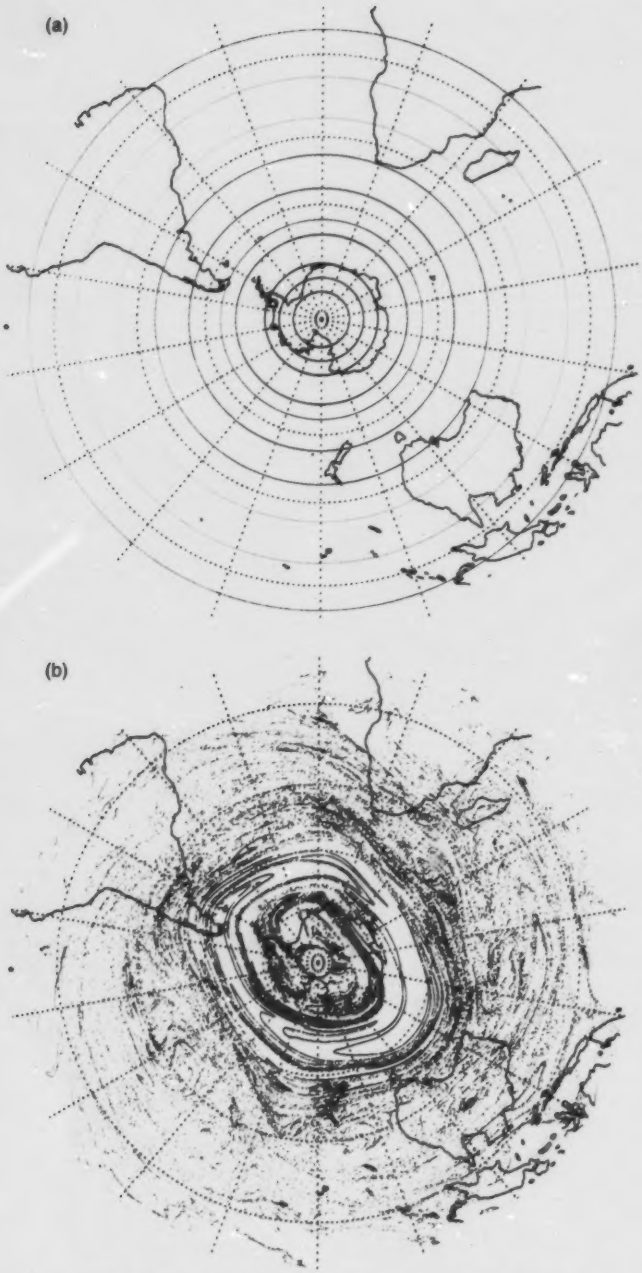


Figure 2.9 Évolution des particules de traceurs passifs dans la basse stratosphère pendant l'hiver de l'hémisphère Sud (juillet) tirée du modèle canadien de l'atmosphère moyenne. On voit en (a) la distribution initiale et en (b) la distribution après 30 jours obtenue en interpolant les vents quasi horizontaux sur la surface isentropique 450 K, située à environ 17 km d'altitude. Le mouvement diabatique est donc négligé dans le calcul. L'évolution des particules révèle un fort mélange dans la zone de déferlement des latitudes moyennes (dont la présence de plusieurs grosses structures en oeil de chat), coexistant avec un comportement relativement régulier sur le pourtour du vortex, qui se manifeste par un enroulement quasi zonal des tracés des particules. (Figure fournie par Keith Ngan, université de Toronto.)

l'endroit du gradient maximal de tourbillon potentiel. Comme c'est une grandeur hautement dérivée, donc difficile à mesurer (surtout sur le trajet de vol d'un aéronef), les chercheurs ont tendance à utiliser à la place la vitesse zonale maximale. Cette distinction semble entraîner des différences quantitatives plutôt que qualitatives dans les diagnostics de transport. On peut définir une bordure cinématique en termes de la structure du champ de vitesse, comme étant la bordure de la région de lignes de courant quasi zonales sans points de stagnation. Cela devrait mieux correspondre à une barrière au transport. Les observations montrent souvent que ces deux bordures sont des entités distinctes. En fait, la bordure cinématique est la limite externe d'une région barrière d'étendue finie [Bowman, 1993]. Ce comportement est illustré à la figure 2.9, qui montre l'évolution des particules de traceurs sur une surface isentropique unique (quasi horizontale) dans le modèle canadien de l'atmosphère moyenne. Si la région barrière s'étend assez loin dans le vortex, il y a une possibilité de nouvelles bordures dans les champs de traceurs au sein même du vortex. En particulier, les mesures révèlent parfois une bordure chimique à l'intérieur du vortex, qui est liée à l'effet des processus chimiques pendant la nuit polaire dans une région confinée.

Une caractéristique marquante du vortex polaire est que le mélange tend à y être d'éjection plutôt que d'injection [Waugh *et al.*, 1994]. Il se produit à l'occasion un mélange d'injection dans l'Arctique, mais il est associé à de rares perturbations de grande amplitude qui ont une forte influence sur le vortex [Plumb *et al.*, 1994] et sont ainsi liées aux réchauffements soudains tels que ceux que montre la figure 2.2. On a débattu ces dernières années de la quantité exacte de mélange d'éjection qui prend place, surtout dans l'Antarctique. C'est une question de première importance pour l'appauvrissement de la couche d'ozone, parce que la quantité d'ozone perdue pendant un hiver est directement proportionnelle à la quantité d'air sur laquelle peuvent s'exercer les processus chimiques; un vortex moins étanche peut autoriser la destruction de plus d'ozone. (D'un autre côté, un vortex moins étanche exige un mouvement descendant plus grand, ce qui le réchaufferait et limiterait peut-être la destruction de l'ozone.) Les contraintes de conservation de masse imposées par le circulation méridienne moyenne semblent limiter la quantité de mélange d'éjection dans la stratosphère moyenne de l'Antarctique (jusqu'aux environs de 16 km) à un niveau tel que le vortex ne soit vidé qu'une fois pendant la période de perte d'ozone. Des considérations d'ordre similaire valent moins pour l'Arctique, parce que le vortex reste rarement intact pendant tout l'hiver. Il persiste cependant une incertitude considérable quant à la caractérisation du transport et du mélange dans la partie inférieure du vortex (en-dessous d'environ 16 km).

En raison du mélange, il y a une importante distinction entre le mouvement descendant assuré par la circulation de masse méridienne moyenne, qui est en équilibre avec le

refroidissement radiatif moyen, et le mouvement descendant de moyenne lagrangienne des espèces chimiques de longue durée de vie. Les mesures satellitaires des espèces chimiques [Russell *et al.*, 1993] mettent clairement en évidence un mouvement descendant sans mélange dans le vortex antarctique, avec un maximum au pôle, ce qui est conforme aux calculs de la trajectoire des particules d'air [Fisher *et al.*, 1993]. Cependant, le refroidissement radiatif, et donc la vitesse de descente de la circulation de masse, est à son maximum non pas au pôle, mais sur la bordure du vortex. Cette différence dans la localisation des vitesses de descente maximales peut s'expliquer par le fait que la bordure du vortex est une zone de mélange latéral significatif. Les particules d'air situées au départ en bordure du vortex n'y restent pas, mais entrent considérablement dans la zone de déferlement des latitudes moyennes, où elles subissent beaucoup moins de refroidissement radiatif. Donc, la vitesse de descente de la circulation de masse moyenne (eulérienne) sur la bordure du vortex constitue une forte surestimation de la vitesse lagrangienne réelle des particules. À noter que cette situation est due au fait que le taux de refroidissement diabatique varie fortement (avec la latitude) à l'échelle de longueur caractérisant le mouvement de la particule d'air; à l'opposé, donc en bordure de petits tourbillons (ce que l'on postule dans les approches classiques de longueur de mélange), les deux vitesses de descente seraient essentiellement équivalentes.

Comme on l'a vu en 2.2, la variabilité dynamique du vortex polaire hivernal est beaucoup plus grande dans l'Arctique que dans l'Antarctique, et on y rencontre beaucoup moins souvent des températures assez basses pour qu'il se forme des PSC. L'appauvrissement de l'ozone dans l'Arctique est donc comparativement plus limité et plus variable d'une année à l'autre. Il se pourrait alors qu'on ne puisse jamais prédire la perte d'ozone dans l'Arctique, du fait de l'imprédictibilité inhérente de la variabilité dynamique hivernale. Il demeure cependant important de comprendre suffisamment les processus dynamiques en jeu pour fixer des limites raisonnables à la plage de variabilité de la destruction de l'ozone dans l'Arctique. Cette compréhension reste médiocre. Même avec les contraintes des vents et des températures observés, les modèles stratosphériques comportant une chimie complexe de l'ozone n'ont pas pu rendre les valeurs observées de la perte d'ozone dans l'Arctique; les lacunes sont de l'ordre de 40 %. Edouard *et al.* [1996] ont avancé que cet écart s'expliquerait par le manque de finesse de la résolution horizontale des modèles. Étant donné que les espèces halogénées catalytiques peuvent être concentrées en structures filamenteuses et que la chimie de la destruction de l'ozone est fortement non linéaire par rapport aux concentrations de ces espèces, la vitesse de la destruction de l'ozone peut être sous-estimée si ces structures ne sont pas bien représentées. (Autrement dit, la même quantité d'halogènes, si elle est concentrée en filaments denses, détruit l'ozone plus rapidement que si elle est étalée sur une zone plus vaste.) Ces considérations sont particulièrement importantes dans l'Arctique, à cause du caractère incomplet de la destruction de l'ozone; dans l'Antarctique, où la destruction est essentiellement complète, la vitesse n'influe pas sur le résultat final.

Il faut souligner que, bien que les modèles doivent avoir une résolution spatiale fine pour représenter les traceurs chimiques, ils n'ont pas nécessairement besoin de la même finesse pour les champs dynamiques, parce que c'est seulement le champ de vent à grande échelle qui semble pertinent pour le développement d'une structure à petite échelle réaliste dans les champs de traceurs. Cela concorde bien avec notre compréhension du brassage et du mélange quasi horizontaux (voir aussi en 2.6) et, peut-on ajouter, avec l'existence de barrières au transport. Une exception possible serait l'effet des inhomogénéités de température à petite échelle sur la formation des PSC, qui n'a pas encore été quantifié.

L'inadéquation de la résolution spatiale des modèles a des implication complexes, en ce sens qu'il peut y avoir des effets qui s'opposent. Si la résolution est trop grossière, et les champs de traceurs trop diffus, les réactions entre des masses d'air distinctes (comme une intrusion d'air des latitudes moyennes dans le vortex polaire) seront rendues trop rapidement, avant que les masses d'air réelles (c.-à-d. à grain fin) se soient effectivement mélangées. D'un autre côté, quand elles sont finalement mélangées, si les concentrations de traceurs sont trop diffuses, les effets chimiques résultants seront sous-estimés. Ces considérations sont d'une importance particulière pour la grande question de l'impact éventuel de la chimie polaire de l'ozone sur l'ozone des latitudes moyennes (voir section 2.6).

2.6 Les latitudes moyennes

Les plus grandes incertitudes qui entachent notre compréhension actuelle des changements observés dans l'ozone sont liés à la cause des changements aux latitudes moyennes. On peut s'attendre à ce que les processus dynamiques y interviennent de nombreuses manières. Premièrement, la hauteur et la structure de la tropopause des latitudes moyennes ont une incidence directe sur l'abondance de l'ozone total. Deuxièmement, l'intensité de la circulation de Brewer-Dobson régit le transport de l'ozone de la région source tropicale vers les latitudes moyennes, ainsi que la vitesse de descente moyenne à travers la partie inférieure de la stratosphère jusque dans la haute troposphère [Holton *et al.*, 1995]. Troisièmement, le transport de l'air qui a été soumis aux processus chimiques vers l'extérieur du vortex hivernal - soit en raison d'un grand épisode de dislocation du vortex, comme un réchauffement soudain, soit lors de sa rupture finale - induit une forte perturbation chimique aux latitudes moyennes. Dans le dernier cas, certains effets entrent en compétition; bien que le fait que le vortex se brise et se vide ait pour effet de limiter la perte d'ozone, il se produit des pertes à court terme aux lati-

(a)

(b)

Figure 2.10 (a) Configuration de certaines lignes de tourbillon potentiel sur la surface isentropique 320 K à 1200 UTC le 14 mai 1992, obtenue par la technique d'advection passive de contours. Le calcul a débuté 96 heures plus tôt (le 10 mai 1992) à partir du tourbillon potentiel analysé. (b) L'image satellitaire de radiance prise à la même heure que (a) confirme la réalité physique des structures filamenteuses et tourbillonnaires prévues. (D'après Appenzeller *et al.*, 1996a.)

tudes moyennes lorsque l'air qui a été soumis aux processus chimiques atteint les latitudes plus basses et reçoit plus de rayonnement solaire. On peut s'attendre à ce que l'étendue de la perte d'ozone aux latitudes moyennes dépende considérablement de la rapidité avec laquelle cet air se dilue dans la zone de déferlement, facteur qui, tout comme la rupture du vortex, dépend de la circulation à grande échelle.

Les arguments avancés en 2.5 quant à la dépendance à l'échelle de la perte d'ozone dans l'Arctique causée par les halogènes valent autant, sinon plus, aux latitudes moyennes. Cette dépendance à l'échelle reflète le fait que le mouvement quasi horizontal à grande échelle est le facteur dominant du mélange dans la stratosphère et que le « brassage » qu'il induit se traduit par la structure filamenteuse. La figure 2.10 en donne un exemple pour la basse stratosphère. Le mélange stratosphérique est donc totalement inverse du mélange par diffusion : l'homogénéisation survient d'abord à grande échelle, et seulement plus tard à petite échelle; les extrêmes des champs de concentration sont conservés même lorsqu'on se rapproche des petites échelles, et le développement advectif des structures de petite échelle est une condition préalable du mélange. Du fait de la non-linéarité de la chimie de l'ozone, il est donc crucial de bien comprendre la structure à petite échelle de l'ozone et des substances qui la détruisent.

La présence généralisée de structures filamenteuses dans la stratosphère, que montre la figure 2.10, a été bien établie à partir des mesures et on l'a clairement liée à l'action de l'advection à grande échelle sur les forts gradients caractérisant la bordure du vortex [Waugh et Plumb, 1994]. Par ailleurs, les profils verticaux de l'ozone pris par les ozonosondes montrent depuis longtemps des « strates », soit des couches isolées présentant des valeurs anormales [Dobson, 1973], dont on voit des exemples à la figure 2.11. Jusqu'à récemment, on pensait généralement que ces strates étaient dues aux ondes de gravité inertielles, mais on ne voyait pas de raison claire pour qu'une onde entraîne dans le profil de l'ozone une perturbation stratifiée isolée sur la verticale. (Fait curieux, les strates *subtropicales* sont liées depuis un certain temps à des intrusions advectives quasi horizontales d'air tropical [p. ex. Andrews *et al.*, 1987, section 9.5.1].) Il est assez surprenant que l'on n'ait fait que récemment la relation entre les filaments et les strates, puisque ce sont clairement deux aspects d'un même phénomène : en raison du cisaillement vertical de la circulation à grande échelle quasi horizontale, les filaments observés dans la structure des traceurs à un niveau donné ne sont que les manifestations horizontales de couches inclinées de traceurs, dont les manifestations verticales sont les strates. Cette explication des strates d'ozone a été récemment établie par plusieurs groupes [p. ex. Orsolini, 1995]. Le processus a été quantifié par Haynes et Anglade [1997], qui avancent que, pour des conditions caractéristiques de la basse stratosphère, l'asymptote du rapport de l'échelle de longueur horizontale à l'échelle verticale, dans la limite de long terme, se situerait aux alentours de 250. Le processus limitant est la diffusion verticale à petite échelle.

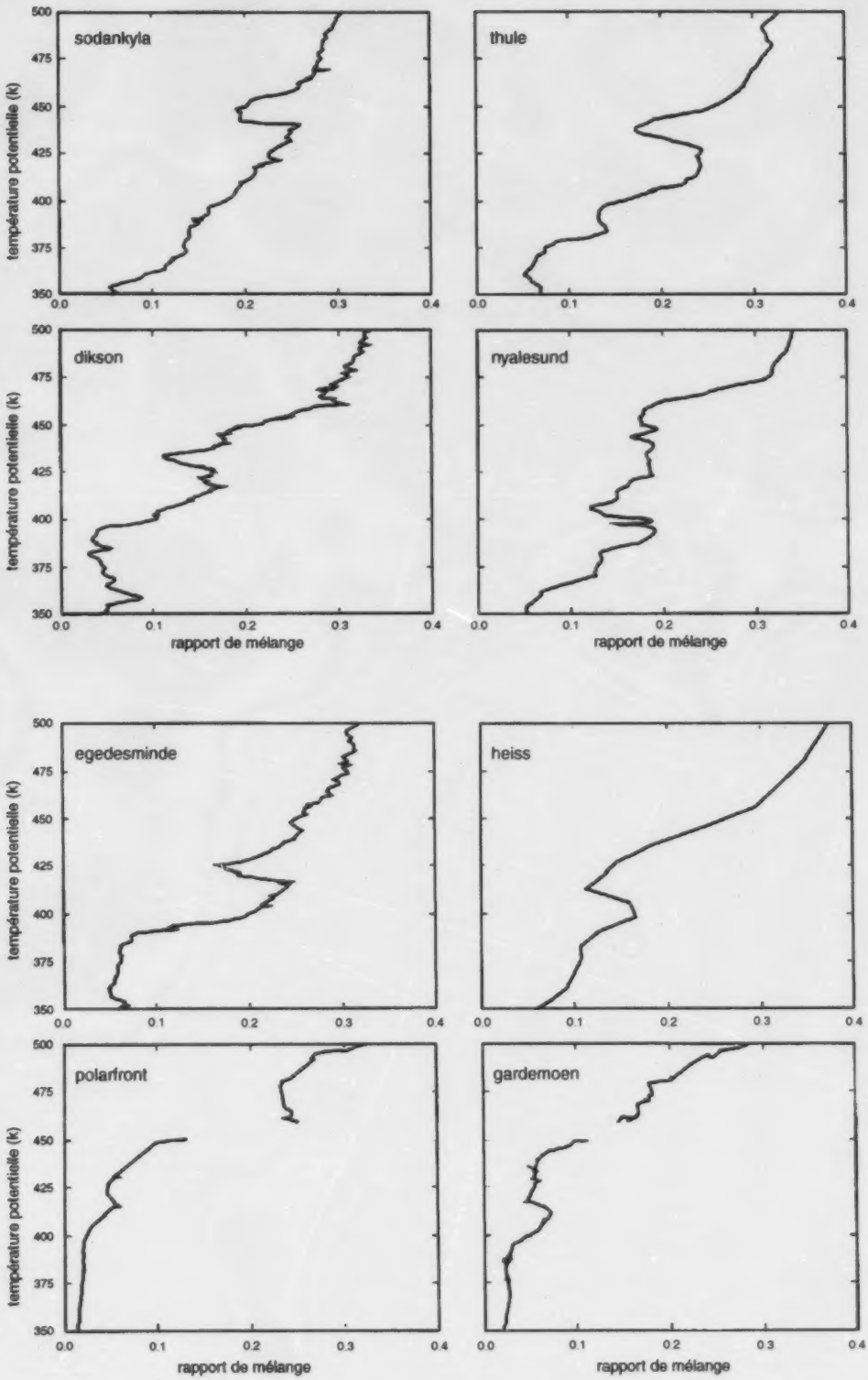


Figure 2.11 Profils du rapport de mélange de l'ozone (en dizaines de parties par million en volume) pris sur le nord de l'Europe et le nord de l'Atlantique par des ozonosondes le 29 janvier 1992. La hauteur est mesurée par la température potentielle (K). (D'après Orsolini, 1995.)

L'existence de filaments et de strates d'ozone concorde avec le fait que le spectre horizontal de l'ozone calculé à partir des profils pris par des aéronefs dans la stratosphère présente un rapport d'échelle qui obéit grosso modo à une loi du type k^{-2}, où k est le nombre d'onde horizontal [Bacmeister *et al.*, 1996]. L'explication la plus évidente de ce facteur d'échelle est que c'est le spectre de singularité issu de la présence d'un nombre fini de sauts dans la concentration d'ozone, associé à la filamentation de la bordure du vortex [Ngan et Shepherd, 1997b]. (Le même facteur d'échelle se retrouve dans les données de TOMS [Sirovich *et al.*, 1995], où l'on pense qu'il est associé à la bordure du vortex proprement dite.) Ce facteur d'échelle vaut jusqu'aux plus petites échelles que l'on puisse résoudre, soit environ 0,5 km, ce qui suggère qu'il reste encore à déterminer l'échelle ultime à laquelle les effets tridimensionnels surpassent l'advection bidimensionnelle dans la stratosphère. Cela impose une limite à la diffusion verticale, ainsi qu'au temps de mélange pour les traceurs passifs, qui doit être d'environ deux semaines ou plus. Cette valeur se compare à la durée de vie chimique estimée des filaments d'ozone aux latitudes moyennes [von der Gathen *et al.*, 1995].

Au début de leur développement, les filaments d'ozone seront associés à des valeurs anormales du tourbillon potentiel, parce que tant l'ozone que le tourbillon potentiel sont matériellement conservés aux courtes échelles de temps. Cependant, la signature de tourbillon potentiel de ces filaments sera de plus en plus amortie, et non diffusée, par le refroidissement radiatif à mesure que leur échelle verticale diminue. Hayne et Ward [1993] ont estimé que l'échelle horizontale de coupure résultante dans la basse stratosphère était de l'ordre de 50 km, ce qui est considérablement supérieur à l'échelle de coupure estimée plus haut pour les filaments de traceurs. (Les traceurs ne subissent pas d'influence directe des processus radiatifs.) Il faut donc s'attendre à trouver des filaments chimiques sans signature de tourbillon potentiel correspondante. On a de fait trouvé, dans la partie inférieure de la stratosphère, de ces structures dans la vapeur d'eau [Dessler *et al.*, 1995] et dans l'ozone [Folkins et Appenzeller, 1996].

Tout bilan planétaire de l'ozone dans la basse stratosphère extratropicale doit prendre en compte le transport de l'ozone vers cette région et hors d'elle. Une récente analyse diagnostique effectuée par Appenzeller *et al.* [1996b] a montré la présence d'un cycle saisonnier dans la structure de la tropopause qui en induit un dans la masse de la basse stratosphère extratropicale; dans l'hémisphère Nord (mais pas dans l'hémisphère Sud), il y a un décalage correspondant entre les flux de masse entrant et sortant, dont il faut tenir compte pour expliquer le cycle saisonnier de l'échange stratosphère-troposphère observé dans les traceurs.

Pour déterminer la cause de l'appauvrissement de l'ozone aux latitudes moyennes, il est essentiel de quantifier les contributions relatives des effets dynamiques, de la destruction chimique et de l'impact à court terme des aérosols rejetés par les éruptions volcaniques (qui complique les données récentes). Il devrait être possible de quantifier les effets dynamiques purement advectifs, mais ce sera plus complexe pour d'autres paramètres, comme l'impact des variations de température sur la chimie hétérogène, ou l'impact que les changements dans la fréquence des réchauffements soudains ou les modifications du moment de rupture finale du vortex pourraient avoir sur la propagation aux latitudes moyennes de la perte d'ozone polaire. Ce sont ces processus dynamiques-chimiques couplés qui sont les plus difficiles à analyser. Comme ils peuvent être très sensibles à la résolution horizontale (forte dépendance à l'échelle), ils sont également très difficiles à quantifier avec une certitude raisonnable.

RÉFÉRENCES

Andrews, D.G., J.R. Holton, and C.B. Leovy, 1987. *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, New York, 489 pp.

Appenzeller, C., H.C. Davies, and W.A. Norton, 1996a. Fragmentation of stratospheric intrusions. *J. Geophys. Res.*, **101**, 1435–1456.

Appenzeller, C., J.R. Holton, and K.H. Rosenlof, 1996b. Seasonal variation of mass transport across the tropopause. *J. Geophys. Res.*, **101**, 15071–15078.

Avallone, L.M., and M.J. Prather, 1996. Photochemical evolution of ozone in the lower tropical stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **101**, 1457–1461.

Bacmeister, J.T., S.D. Eckermann, P.A. Newman, L. Lait, K.R. Chan, M. Loewenstein, M.H. Proffitt, and B.L. Gary, 1996. Stratospheric horizontal wavenumber spectra of winds, potential temperature, and atmospheric tracers observed by high-altitude aircraft. *J. Geophys. Res.*, **101**, 9441–9470.

Beagley, S.R., J. de Grandpré, J.N. Koshyk, N.A. McFarlane, and T.G. Shepherd, 1997. Radiative-dynamical climatology of the first-generation Canadian Middle Atmosphere Model. *Atmos.-Ocean*, sous presse.

Boering, K.A., B.C. Daube, Jr., S.C. Wofsy, M. Loewenstein, J.R. Podolske, and E.R. Keim, 1994. Tracer-tracer relationships and lower stratospheric dynamics: CO_2 and N_2O correlations during SPADE. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2567–2570.

Bowman, K.P., 1993. Large-scale isentropic mixing processes of the Antarctic polar vortex from analyzed winds. *J. Geophys. Res.*, **98**, 23013–23027.

Brewer, A.W., 1949. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **75**, 351–363.

Dessler, A.E., E.J. Hintsa, E.M. Weinstock, J.G. Anderson, and K.R. Chan, 1995. Mechanisms controlling water vapor in the lower stratosphere:

"A tale of two stratospheres". *J. Geophys. Res.*, **100**, 23167–23172.

Dobson, G.M.B., 1956. Origin and distribution of polyatomic molecules in the atmosphere. *Proc. Roy. Soc. Lond. A*, **236**, 187–193.

Dobson, G.M.B., 1973. The laminated structure of the ozone in the atmosphere. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **99**, 599–607.

Dunkerton, T.J., 1989. Nonlinear Hadley circulation driven by asymmetric differential heating. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 956–974.

Edouard, S., B. Legras, F. Lefèvre, and R. Eymard, 1996. The effect of small-scale inhomogeneities on ozone depletion in the Arctic. *Nature*, **384**, 444–447.

Fahey, D.W., S.G. Donnelly, E.R. Kein, R.S. Gao, R.C. Wamsley, L.A. Del Negro, E.L. Woodbridge et al., 1996. In situ observation of NO_y, O_3, and the NO_y/O_3 ratio in the lower stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1653–1656.

Fisher, M.A., A. O'Neill, and R. Sutton, 1993. Rapid descent of mesospheric air into the stratospheric polar vortex. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1267–1270.

Folkins, I., and C. Appenzeller, 1996. Ozone and potential vorticity at the subtropical tropopause break. *J. Geophys. Res.*, **101**, 18787–18792.

Garcia, R.R., and B.A. Boville, 1994. "Downward control" of the mean meridional circulation and temperature distribution of the polar winter stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2238–2245.

Grant, W.B., E.V. Browell, J. Fishman, V.G. Brackett, R.E. Veiga, D. Nganga, A. Minga, B. Cros, C.F. Butler, M.A. Fenn, C.S. Long, and L.L. Stowe, 1994. Aerosol-associated changes in tropical stratospheric ozone following the eruption of Mount Pinatubo. *J. Geophys. Res.*, **99**, 8197–8211.

Hall, T.M., and R.A. Plumb, 1994. Age as a diagnostic of stratospheric transport. *J. Geophys. Res.*, **99**, 1059–1070.

Hall, T.M., and D.W. Waugh, 1997. Timescales for the stratospheric circulation derived from tracers. *J. Geophys. Res.*, 102, 8991-9001.

Haynes, P.H., and J. Anglade, 1997. The vertical-scale cascade in atmospheric tracers due to large-scale differential advection. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1121–1136.

Haynes, P.H., and W.E. Ward, 1993. The effect of realistic radiative transfer on potential vorticity structures, including the influence of background shear and strain. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3431–3453.

Hoff, R.M., and M.T. Osborn, 1996. Overview of the Lidar In-Space Technology Experiment (LITE). In *ELITE-94: The European LITE Correlative Measurement Campaign*, European Space Agency Report ESA WPP–107.

Holton, J.R., P.H. Haynes, M.E. McIntyre, A.R. Douglass, R.B. Rood, and L. Pfister, 1995. Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, **33**, 403–439.

McCormick, M.P., 1996: The Flight of the Lidar In-Space Technology Experiment (LITE). Pages 141–144 in *Advances in Atmospheric Remote Sensing with Lidar* (A. Ansmann, R. Neuber, P. Rairoux and U. Wandinger, eds.), Springer-Verlag, Berlin.

McIntyre, M.E., and T.N. Palmer, 1983. Breaking planetary waves in the stratosphere. *Nature*, **305**, 593–600.

Mote, P.W., K.H. Rosenlof, M.E. McIntyre, E.S. Carr, J.C. Gille, J.R. Holton, J.S. Kinnersley, H.C. Pumphrey, J.M. Russell III, and J.W. Waters, 1996. An atmospheric tape recorder: the imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor. *J. Geophys. Res.*, **101**, 3989–4006.

NASA, 1995. *1995 Scientific Assessment of the Atmospheric Effects of Stratospheric Aircraft*. National Aeronautics and Space Administration Reference Publication 1381. National Aeronautics and Space Administration, Washington.

Ngan, K., and T.G. Shepherd, 1997a. Chaotic mixing and transport in Rossby-wave critical layers. *J. Fluid Mech.*, **334**, 315–351.

Ngan, K., and T.G. Shepherd, 1997b. Comments on some recent measurements of anomalously steep N_2O and O_3 tracer spectra in the stratospheric surf zone. *J. Geophys. Res.*, in press.

Orsolini, Y.J., 1995. On the formation of ozone laminae at the edge of the Arctic polar vortex. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **121**, 1923–1941.

Plumb, R.A., 1996. A "tropical pipe" model of stratospheric transport. *J. Geophys. Res.*, **101**, 3957–3972.

Plumb, R.A., D.W. Waugh, R.J. Atkinson, M.R. Schoeberl, L.R. Lait, P.A. Newman, E.V. Browell, A.J. Simmons, and M. Loewenstein, 1994. Intrusions into the lower stratospheric Arctic vortex during the winter of 1991/92. *J. Geophys. Res.*, **99**, 1089–1105.

Polvani, L.M., D.W. Waugh, and R.A. Plumb, 1995. On the subtropical edge of the stratospheric surf zone. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1288–1309.

Randel, W.J., J.C. Gille, A.E. Roche, J.B. Kumer, J.L. Mergenthaler, J.W. Waters, E.F. Fishbein, and W.A. Lahoz, 1993. Stratospheric transport from the tropics to middle latitudes by planetary wave mixing. *Nature*, **365**, 533–535.

Rosenlof, K.H., 1995. The seasonal cycle of the residual mean meridional circulation in the stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **100**, 5173–5191.

Russell, J.M., III, A.F. Tuck, L.L. Gordley, J.H. Park, S.R. Drayson, J.E. Harries, R.J. Cicerone, and P.J. Crutzen, 1993. HALOE Antarctic observations in the spring of 1991. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 719–722.

Schoeberl, M.R., and D.L. Hartmann, 1991. The dynamics of the stratospheric polar vortex and its relation to springtime ozone depletions. *Science*, **251**, 46–52.

Shepherd, T.G., 1995. The Canadian MAM project. *CMOS Bull.*, **23**(1), 3–12.

Shepherd, T.G., K. Semeniuk, and J.N. Koshyk, 1996. Sponge-layer feedbacks in middle atmosphere models. *J. Geophys. Res.*, **101**, 23447–23464.

Sirovich, L., R. Everson, and D. Manin, 1995. Turbulent spectrum of the Earth's ozone field. *Phys. Rev. Lett.*, **74**, 2611–2614.

Trepte, C.R., and M.H. Hitchman, 1992. Tropical stratospheric circulation deduced from satellite aerosol data. *Nature*, **355**, 626–628.

Volk, C.M., J.W. Elkins, D.W. Fahey, R.J. Salawitch, G.S. Dutton, J.M. Gilligan, M.H. Proffitt, M. Loewenstein, J.R. Podolske, K. Minschwaner, J.J. Margitan, and K.R. Chan, 1996. Quantifying transport between the tropical and mid-latitude lower stratosphere. *Science*, **272**, 1763–1768.

von der Gathen, P., M. Rex, N.R.P. Harris, D. Lucic, B.M. Knudsen, G.O. Braathen, H. DeBacker, et al., 1995. Observational evidence for chemical ozone depletion over the Arctic in winter 1991–92. *Nature*, **375**, 131–134.

Waugh, D.W., and R.A. Plumb, 1994. Contour advection with surgery: a technique for investigating fine-scale structure in tracer transport. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 530–540.

Waugh, D.W., R.A. Plumb, R.J. Atkinson, M.R. Schoeberl, L.R. Lait, P.A. Newman, M. Loewenstein, D.W. Tookey, and C.R. Webster, 1994. Transport out of the lower stratospheric Arctic vortex by Rossby wave breaking. *J. Geophys. Res.*, **99**, 1071–1088.

CHIMIE DE L'OZONE : SIMULATION ET APPAUVRISSEMENT

Dans presque toute l'atmosphère, la quantité de molécules d'ozone en présence est déterminée par l'équilibre entre la production de molécules par le rayonnement ultraviolet et la perte causée par l'action de substances chimiques. Toutefois, cet équilibre n'est pas observé dans la région de la stratosphère où l'on retrouve la majeure partie de l'ozone. Comme l'indique le chapitre 2, la distribution de l'ozone est plutôt assujettie pour une grande part au transport atmosphérique. Dans le présent chapitre, on traitera des principes généraux de la chimie en phase gazeuse et de la chimie hétérogène de l'ozone stratosphérique ainsi que de son appauvrissement. De plus, on décrira les différents types de modèles utilisés pour simuler et analyser l'ozone stratosphérique.

On s'intéressera en outre aux programmes de mesure, car ceux-ci revêtent une importance particulière pour la validation des modèles de prévision des concentrations d'ozone. Enfin, on fera le point sur les répercussions des avions pour l'ozone stratosphérique et sur les impacts d'origine climatique, notamment les effets des changements de la quantité de rayonnement ultraviolet solaire sur la chimie de la stratosphère.

3.1 CHIMIE DE L'OZONE STRATOSPHÉRIQUE

3.1.1 Chimie en phase gazeuse

La principale source d'O_3 stratosphérique est, de loin, la photolyse de l'oxygène moléculaire sous l'effet des rayons solaires d'une longueur d'onde maximale de 240 nm, qui brisent les liens O_2.

$$O_2 + h\nu \rightarrow 2O \qquad (1)$$

Les atomes d'oxygène produits se transforment rapidement en ozone

$$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M \qquad (2)$$

qui est ensuite soumis à la photolyse.

$$O_3 + h\nu \rightarrow O + O_2 \ (\lambda < 900 \text{ nm}) \qquad (3)$$

La répétition constante des deux dernières étapes entraîne le réchauffement de la stratosphère, mais sans perte d'ozone. Comme le rayonnement solaire est essentiel à la production d'ozone, la majeure partie de l'ozone est produite au-dessus des régions tropicales, la production maximale étant enregistrée à quelque 40 km d'altitude, comme l'indique la figure 3.1a.

Dans la troposphère et la basse stratosphère, les réactions du " smog " peuvent aussi produire de l'ozone :

$$NO + HO_2 \rightarrow NO_2 + OH \qquad (4)$$

$$NO_2 + h\nu \rightarrow NO + O \qquad (5)$$

$$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M \qquad (6)$$

réactions qui sont catalysées par le NO. La liaison O_2 dans le HO_2 est rompue par la réaction 4. Toutefois, les réactions suivantes

$$CO + OH \rightarrow CO_2 + H \qquad (7)$$

$$H + O_2 + M \rightarrow HO_2 + M \qquad (8a)$$

régénèrent le HO_2, si bien que l'effet net est essentiellement l'oxydation du CO, qui produit l'ozone :

effet net : $CO + 2O_2 \rightarrow CO_2 + O_3$

Les réactions mutuelles de l'O et de l'O_3 causent une importante perte d'ozone :

$$O + O_3 \rightarrow 2O_2 \qquad (8b)$$

D'autres importantes pertes d'ozone sont attribuables à des cycles catalytiques mettant en cause d'autres espèces mineures, biosynthétiques et anthropiques, qui sont transportées vers le haut à partir de la troposphère. Cependant, les volcans ainsi que les avions subsoniques et supersoniques injectent des substances directement dans la stratosphère. Parmi les importantes espèces dont les produits de dégradation contribuent à catalyser la destruction de l'O_3, on retrouve H_2O, N_2O, CH_4, CH_3Cl et les CFC, CH_3Br et les halons. Celles-ci prennent des formes plus actives, telles que NO, NO_2, OH, HO_2, Cl, ClO, Br et BrO, qui participent aux cycles catalytiques (en grande partie) de la forme

$$X + O_3 \rightarrow XO + O_2 \qquad (8c)$$

$$O + XO \rightarrow X + O_2 \qquad (8d)$$

effet net : $O + O_3 \rightarrow 2O_2$

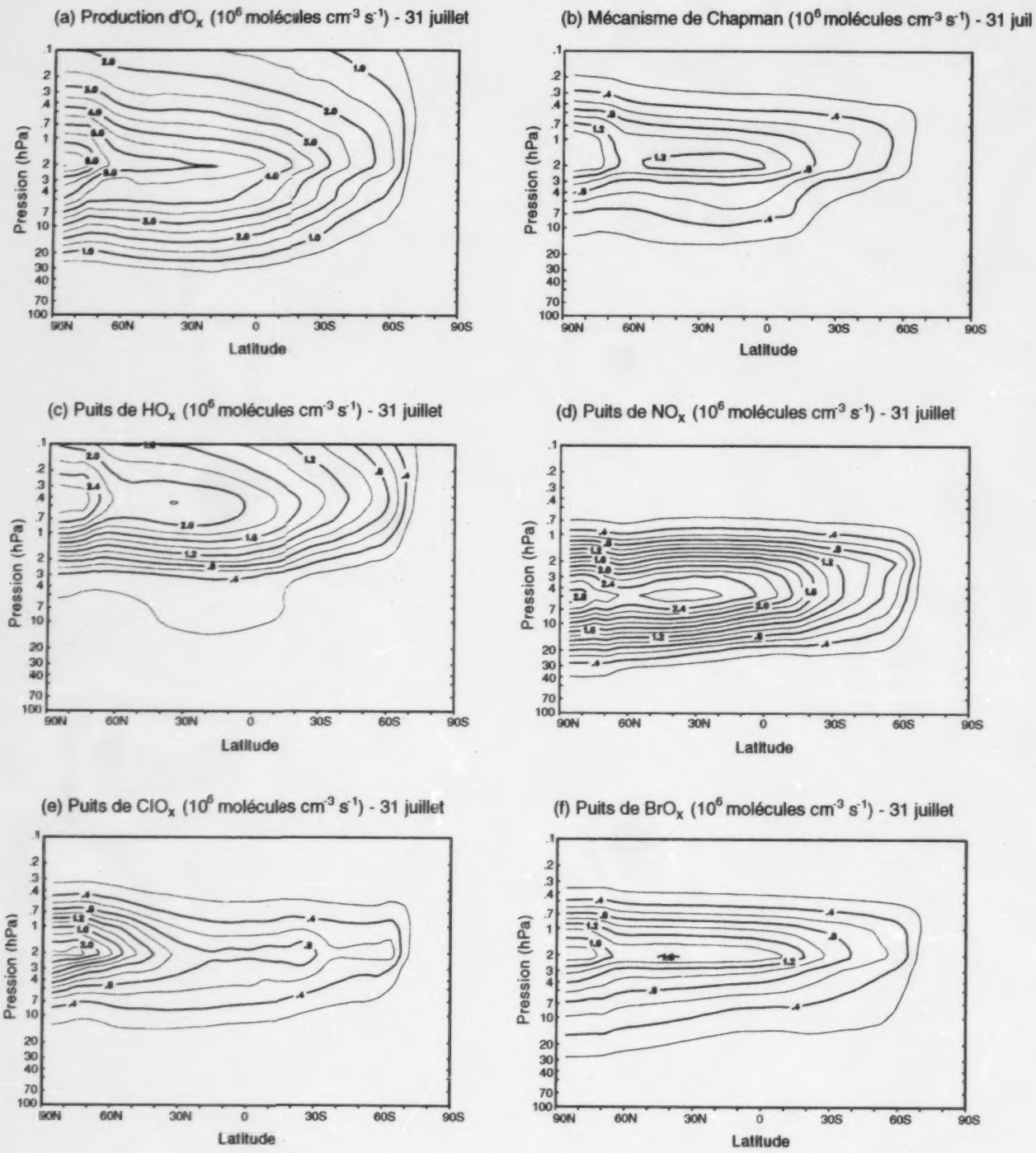


Figure 3.1. Bilan de l'ozone (10^6 molécules cm^{-3} s^{-1}) pour juillet d'après le MCAM. (a) Production d'O_3 par la photolyse de l'O_2. Processus de perte d'ozone : (b) perte par le mécanisme de Chapman $O + O_3$, (c) réactions des HO_x, (d) réactions des NO_x, (e) réactions des ClO_x, (f) réactions des BrO_x. (D'après de Grandpré *et al.* [1997])

La dernière des étapes ci-dessus s'opère lentement en raison de la faible quantité d'oxygène atomique présente dans la basse stratosphère. En conséquence, cette faible quantité diminue la vitesse de destruction de l'ozone par des cycles catalytiques comme ceux-là. Le X représente plusieurs espèces, notamment NO, OH, HO_2, Cl et Br.

La séquence suivante, qui joue un rôle important dans la basse stratosphère, représente un autre cycle important :

$$OH + O_3 \rightarrow HO_2 + O_2 \quad (9)$$
$$HO_2 + O_3 \rightarrow OH + 2O_2 \quad (10)$$

Les séquences de réactions ci-dessus expliquent une grande part des pertes non hétérogènes.

Les graphiques 3.1b à 3.1f indiquent les pertes en phase gazeuse en juillet d'après le Modèle canadien de l'atmosphère moyenne (MCAM). La comparaison du graphique 3.1a avec les autres graphiques de la figure 3.1 montre qu'à une altitude supérieure à environ 30 km, aux latitudes tropicales et tempérées, l'ozone présente un équilibre quasi photochimique. Au-dessous de cette altitude, dans la basse stratosphère tropicale, la production chimique excédentaire est transportée des tropiques aux hautes latitudes, ce qui produit une distribution ressemblant étroitement à celle que montre la figure 2.1 et dont on traite en détail dans le chapitre 2.

Chacun des radicaux susmentionnés peut être considéré comme partie d'une famille d'espèces qui se transforment mutuellement en des temps relativement courts par rapport à ceux propres aux processus dynamiques. Ainsi, la famille des NO_y est formée de NO, NO_2, NO_3, N_2O_5, HNO_3, HNO_4, $ClONO_2$ et $BrONO_2$. Ses membres les plus stables, comme le HNO_3, qui n'attaquent pas l'ozone sont souvent appelés espèces réservoirs. Dès lors, les NO_x (c.-à-d. NO + NO_2) et l'OH sont convertis en HNO_3 et en N_2O_5, tandis que les NO_x et le ClO peuvent soit se combiner pour former du $ClONO_2$, soit réagir pour former du Cl, qui est converti en HCl. La réaction de ces formes réservoirs relativement stables laisse moins de possibilités aux membres (ré)actifs de chaque famille de réagir avec l'ozone. (Dans le cas des espèces du brome, cependant, aucune n'est suffisamment stable pour être considérée comme une espèce réservoir.) Comme on le verra plus loin, c'est la rupture de l'équilibre des espèces réservoirs qui entraîne l'accroissement des pertes d'ozone.

Les effets du transport sont également soulignés par la figure 1.12, qui montre la variation de l'ozone total moyen en fonction de la période de l'année et de la latitude pour les périodes 1964-1980 et 1984-1993. Selon la production indiquée dans la figure 3.1a, on pourrait s'attendre à ce que la majeure partie de la colonne d'ozone se trouve à l'équateur, mais on observe de plus grandes quantités d'ozone dans celle-ci aux hautes latitudes, cet ozone-ci se déplaçant en fonction du transport stratosphérique. Les concentrations d'ozone tropical demeurent à environ 250 dobsons tout au long de l'année, mais les valeurs aux hautes latitudes fluctuent selon les variations du transport, principalement dans la stratosphère au printemps. Dès lors, toute variation naturelle ou anthropique de la dynamique de la stratosphère produit vraisemblablement un important effet sur la colonne d'ozone, tout comme la variation ou la perturbation de la composition chimique de la basse stratosphère.

3.1.2 Chimie hétérogène

3.1.2.1 Couche de sulfate

Les réactions hétérogènes observées sur et dans les aérosols de sulfate jouent également un rôle majeur dans la stratosphère. La principale couche d'aérosols consiste en aérosols sulfatés (qui se composent environ à 75 % de H_2SO_4 et à 25 % de H_2O, en poids, aux moyennes latitudes) formés par l'oxydation du SO_2.

$$SO_2 + OH + M \rightarrow HSO_3 + M \quad (11)$$
$$HSO_3 + O_2 \rightarrow HO_2 + SO_3 \quad (12)$$
$$SO_3 + H_2O \rightarrow H_2SO_4 \quad (13)$$

Les concentrations naturelles de SO_2 semblent résulter en grande partie de l'oxydation du COS diffusé à partir de la troposphère. Il se peut également qu'une certaine quantité de SO_2 soit transportée dans la stratosphère. Le SO_2 d'origine volcanique résultant d'éruptions " aléatoires " qui pénètre dans la stratosphère joue aussi un rôle important dans le maintien du bilan du sulfate stratosphérique.

Il se produit deux importantes réactions sur les aérosols de sulfate aux moyennes latitudes dans la basse stratosphère :

$$N_2O_5 + H_2O\ (a) \rightarrow 2HNO_3 \quad (14)$$

et

$$BrONO_2 + H_2O\ (a) \rightarrow HNO_3 + HOBr \quad (15)$$

où (a) signifie que l'espèce est dans la phase condensée de ces aérosols. Ces réactions d'hydrolyse sont importantes, car elles modifient l'équilibre des catalyseurs qui jouent un rôle actif dans la destruction de l'ozone. Le ratio NO_x/NO_y peut donc diminuer par suite de la conversion du N_2O_5 et du $BrONO_2$ en HNO_3. Toutefois, même si l'appauvrissement de l'ozone dû au cycle de l'azote peut s'amoindrir, les pertes d'ozone attribuables aux ClO_x et aux HO_x peuvent augmenter. Les espèces de chlore actives (ClO_x) augmenteront étant donné qu'il existera une moindre quantité de ClO sous forme de $ClONO_2$, espèce de chlore réservoir. Les concentrations d'espèces à nombre impair d'hydrogènes (HO_x) augmenteront sous l'effet de la photolyse des espèces produites par les réactions 14 et 15 présentées ci-dessus, à savoir le HNO_3 et le HOBr.

$$HNO_3 + h\nu \rightarrow OH + NO_2 \quad (16)$$
$$HOBr + h\nu \rightarrow OH + Br \quad (17)$$

En conséquence, l'OH et le HO_2 produits intensifieront les réactions destructrices d'ozone 9 et 10 ci-dessus. De plus, l'augmentation des rapports de mélange d'OH entraîne le dégagement de quantités supplémentaires de Cl à partir du HCl :

$$OH + HCl \rightarrow H_2O + Cl \quad (18)$$

[Danilin et McConnell 1994, 1995; Lary, 1996; Lary *et al.*, 1996; Chartrand et McConnell, 1997]

On a observé que les rapports BrO_x/Br_y sont moins sensibles à l'effet des aérosols aux moyennes latitudes que les analogues du chlore étant donné que l'hydrolyse du $BrONO_2$

(réaction 15) est plus prononcée que l'hydrolyse semblable du $ClONO_2$. Même si l'accroissement de l'hydrolyse du $BrONO_2$ fera augmenter les concentrations d'OH, qui détruira le HBr selon un processus comparable à la réaction 18 ci-dessus, la hausse des concentrations de Br se traduira par une hausse des concentrations de HBr sous l'effet de la réaction

$$Br + HO_2 \rightarrow HBr + O_2 \quad (19)$$

Il convient toutefois de noter que l'influence des quantités accrues d'aérosols de sulfate sur ces réactions d'hydrolyse est soumise aux effets de saturation. Dès lors, la conversion de NO_x en HNO_3 est finalement limitée par la formation de N_2O_5 à la suite des réactions suivantes :

$$NO_2 + O_3 \rightarrow NO_3 + O_2 \quad (20)$$

$$NO_2 + NO_3 + M \rightarrow N_2O_5 + M \quad (21)$$

la première limitant la vitesse de conversion. Dans le cas de l'hydrolyse du $BrONO_2$ (réaction 15), l'accroissement des concentrations de HNO_3 est limité par l'augmentation de la perte d'OH :

$$OH + HNO_3 \rightarrow H_2O + NO_3 \quad (22)$$

où l'augmentation des concentrations d'OH résulte de la réaction d'hydrolyse.

3.1.2.2 Chimie des nuages stratosphériques polaires

La formation d'un vortex circumpolaire intense dans la stratosphère en hiver, phénomène décrit à la section 2.2, tend à isoler l'air polaire de l'air des moyennes latitudes. Chaque hiver et chaque printemps depuis 1979, on observe dans la région de ce vortex une chute considérable des concentrations dans la colonne d'ozone australe [Farman *et al.*, 1985]. Le vortex est attribuable en grande partie au refroidissement infrarouge qui se produit en hiver, où les températures baissent bien en deçà de 200 °K, de sorte que le H_2SO_4, le HNO_3 et le H_2O, ainsi que différents autres mélanges, peuvent geler ou prendre la forme de solutions surfondues. En général, lorsque les températures dépassent environ 195 °K, il se trouve peu de HNO_3 dissous dans les aérosols de sulfate, et la chimie hétérogène est semblable à celle qu'on observe aux moyennes latitudes, bien que certaines réactions puissent être plus importantes vu que les solubilités sont accrues (voir ci-après). Quand la température baisse davantage, le HNO_3 peut se dissoudre dans les aérosols de sulfate et former des solutions ternaires en quantités suffisamment grandes pour pratiquement éliminer le HNO_3 en phase gazeuse. Cet important apport de HNO_3 et de H_2O gazeux peut accroître considérablement le volume de ces solutions d'aérosols. On pense que ces solutions liquides ternaires de $H_2SO_4/HNO_3/H_2O$ peuvent exister à des températures atteignant presque le point de gelée blanche sans former de trihydrate de l'acide nitrique ($HNO_3 \cdot 3H_2O$ à l'état solide) ni de tétrahydrate de l'acide sulfurique ($H_2SO_4 \cdot 4H_2O$), qu'on retrouve dans les nuages stratosphériques polaires (PSC) de type 1. Si la température baisse au-dessous du point de gelée blanche (~188 °K), il peut se former des PSC de type 2 constitués d'eau congelée. Quand les températures remontent, l'adsorption du HNO_3 en phase gazeuse formant du tétrahydrate de l'acide sulfurique à l'état solide peut contribuer à régénérer les solutions ternaires et à faire fondre le tétrahydrate à des températures bien inférieures à son point de fusion, qui oscille entre 210 et 215 °K [Tolbert, 1996; Koop et Carslaw, 1996]. Comme les PSC à l'état solide ne se forment qu'à basse température, les transformations sur les surfaces liquides sont vraisemblablement plus importantes dans l'Arctique que dans l'Antarctique.

Les réactions hétérogènes qui de produisent dans ces milieux condensés peuvent activer le chlore et le brome tout en liant les espèces à nombre impair d'azotes sous forme de HNO_3(a) [voir, p. ex., Tolbert, 1996]. Le chlore actif et, dans une moindre mesure, le brome actif sont les déclencheurs des réactions à l'origine du trou d'ozone. Par exemple, sur les cristaux de glace, des formes inactives ou des formes réservoirs des catalyseurs halogènes sont libérées par la réaction suivante :

$$ClONO_2 + HX \text{ (glace)} \rightarrow HNO_3 \text{ (glace)} + XCl \text{ (gaz)} \quad (23)$$

où X = Cl ou Br.

Ce processus a lieu strictement à basse température. À mesure que les températures baissent dans la basse stratosphère, à la fin de l'automne, les réactions des aérosols deviennent importantes. Ainsi, la solubilité du HCl est en relation très étroite avec la température, de sorte que, lorsque la température baisse, le HCl commence à se dissoudre dans la solution ternaire ou dans l'aérosol de sulfate. Ces réactions, et d'autres réactions semblables, amorcent la formation du trou d'ozone à la fin de l'hiver polaire (dans l'hémisphère Nord) et au printemps austral. Elles peuvent se produire pendant la nuit, et, au lever du soleil polaire, des espèces comme Cl_2, BrCl et $ClNO_2$ sont facilement décomposées par la lumière en espèces plus labiles, tel du Cl. Une des principales caractéristiques de la perte d'ozone dans les régions polaires est que celle-ci *n'est pas* ralentie par les faibles quantités d'oxygène atomique. L'un des principaux mécanismes en cause comporte l'auto-réaction du ClO [Molina et Molina, 1987] :

$$ClO + ClO \rightarrow Cl_2O_2 \quad (24)$$

$$Cl_2O_2 + h\nu \rightarrow Cl + ClO_2 \quad (25)$$

$$ClO_2 + M \rightarrow Cl + O_2 + M \quad (26)$$

$$2 \times (Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2) \quad (27)$$

effet net : $O_3 + O_3 \rightarrow 3O_2$

Pour autant que les températures soient inférieures à environ 210 °K, la décomposition thermique du Cl_2O_2,

$$Cl_2O_2 + M \rightarrow ClO + ClO + M \quad (28)$$

qui n'entraîne pas de perte d'ozone, ne joue pas un rôle important. Dans ce cas, la perte d'ozone se produit à une vitesse proportionnelle à celle du $[ClO]^2$. Dès lors, à mesure que le ClO_y est converti en ClO, l'ozone est détruit selon une fonction de type quadratique.

Un autre important mécanisme entraînant une perte d'ozone résulte de la réaction synergique entre le BrO et le ClO [Clyne et Watson, 1977; Yung *et al.*, 1980] :

$$BrO + ClO \rightarrow Br + Cl + O_2 \quad (29)$$
$$BrO + ClO \rightarrow BrCl + O_2 \quad (30)$$
$$BrCl + h\nu \rightarrow Br + Cl \quad (31)$$
$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2 \quad (27)$$
$$Br + O_3 \rightarrow BrO + O_2 \quad (32)$$

Comme dans le cas montré précédemment, la vitesse de la perte *n'est pas* limitée par la quantité d'oxygène atomique.

La basse stratosphère est une des régions critiques en ce qui concerne la perte d'ozone; comme il est indiqué ci-dessus, les concentrations d'ozone y sont grandement influencées par les effets du transport. Toutefois, on ne connaît pas avec précision les subtilités du transport dans cette région, comme cela est souligné dans le chapitre 2. Selon les théories actuelles, l'air entre dans la stratosphère par la tropopause dans la région tropicale, à une altitude d'environ 17 à 18 km, et monte jusqu'à environ 20 à 25 km d'altitude dans ce qu'on appelle la " cheminée tropicale ". Cet air en ascension possède des caractéristiques distinctives, dont l'" effet enregistreur " du H_2O [Mote *et al.*, 1996], par lequel la quantité d'eau qui s'écoule dans la stratosphère est déterminée par la quantité qui se congèle à la tropopause, de sorte qu'il demeure une empreinte des températures à la tropopause tropicale sur la vapeur d'eau stratosphérique [Brewer, 1949]. De nombreuses indications semblent cependant montrer qu'il se produit un mélange entre l'air des moyennes latitudes et l'air tropical [Volk *et al.*, 1996]. En réalité, selon Schoeberl *et al.* [1997], ce mélange se produirait au-dessous de 20 km d'altitude.

Par conséquent, il se pourrait que l'air pollué par d'éventuels avions supersoniques volant aux moyennes latitudes atteigne les tropiques et soit transporté par la " cheminée tropicale " à haute altitude, où il peut causer de plus importants dommages à la couche d'ozone. Il y a lieu de se préoccuper de la sensibilité, de la longueur et de la direction de ce transport, variables qu'on ne connaît pas avec précision. Il est très probable qu'après l'éruption du mont Pinatubo, une partie de l'appauvrissement du champ d'ozone était attribuable à des changements dans la dynamique de la stratosphère qui ont influé sur le transport de l'ozone et d'autres espèces [voir, p. ex., Tie *et al.*, 1994].

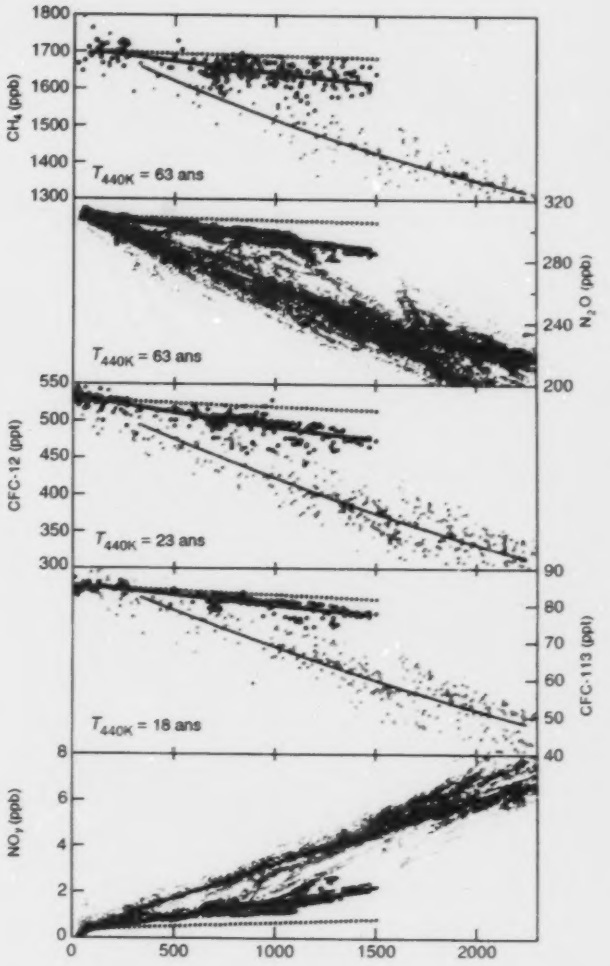


Figure 3.2. Corrélations des rapports de mélange pour les espèces à longue durée de vie par rapport à l'ozone dans les tropiques (points noirs) et aux moyennes latitudes (points gris pâle). Les lignes pointillées représentent l'absence de mélange. Dans le cas du N_2O et des NO_y, les corrélations aux moyennes latitudes sont dérivées d'ajustements des pertes non paramétriques de chaque espèce par rapport à la température potentielle, T. Les durées de vie efficace à T = 440 °K sont indiquées. (D'après Volk *et al.* [1996])

3.2 Observations d'espèces mineures

Un moyen de valider les modèles chimiques de la stratosphère consiste à comparer les concentrations d'espèces modélisées avec les concentrations mesurées à différentes échelles temporelles caractéristiques. Dans la présente section, on s'intéresse principalement aux espèces radicales à courte durée de vie. De nombreuses études d'échelle internationale en cours visent à modéliser les effets de ces espèces et à obtenir des valeurs diagnostiques. Parmi les importantes campagnes de mesure de portée mondiale, on compte celles qui font appel au satellite de recherche sur la haute atmosphère (UARS) (*J. Geophys. Res.*, 98 (D6), 1993; *J. Geophys. Res.*, 101, juillet 1996; *J. Atmos. Sci.*, 51 (20), octobre 1994) et les

recherches menées à l'aide de l'avion ER-2, comme SPADE, ASHOE et STRAT. (voir, p. ex., *Geophys. Res. Lett.*, 21 (23), novembre 1994, numéro spécial; Volk *et al.*, [1996]). De plus, des mesures stratosphériques sont effectuées actuellement dans le cadre de l'Expérience de surveillance de l'ozone à l'échelle du globe (GOME) [Burrows *et al.*, 1993].

Pour la validation des modèles, la comparaison directe avec les mesures est importante. Toutefois, l'analyse des rapports entre les concentrations des espèces est un moyen très efficace de tirer encore plus d'information des mesures et des modèles. La figure 3.2 présente un exemple de données recueillies à partir de l'ER-2 [Volk *et al.*, 1996]. Dans cette figure, l'ozone est le gaz de référence. Les points noirs représentent les données recueillies au-dessus des tropiques et les points gris pâle, celles qu'on a obtenues au-dessus des moyennes latitudes. Les différents rapports illustrent les différents cheminements antérieurs des particules d'air. Ainsi, pendant que l'air s'élève au-dessus des tropiques, le NO_y et l'O_3 deviennent plus abondants à mesure qu'ils approchent de leur région source. Toutefois, aux moyennes latitudes, la pente de la courbe de corrélation est beaucoup plus prononcée, ce qui indique une relation plus directe entre les sources d'O_3 et de NO_y. Les analyses de ce type se sont révélées très instructives, et elles promettent d'autres découvertes.

Le paragraphe précédent souligne l'importance et l'incertitude du transport vers la stratosphère sous les tropiques. Or, le transport de matières dans les régions des moyennes latitudes présente peut-être encore plus d'incertitude. En ce qui concerne le tableau dépeint au chapitre 2 et examiné par Holton *et al.* [1995], le transport aux moyennes latitudes est, selon toute vraisemblance, unidirectionnel. Des mesures récentes de traceurs chimiques, comme le CO, qui sont des indicateurs diagnostiques de la présence d'air troposphérique, semblent cependant indiquer que la partie inférieure (sur quelques kilomètres) de la stratosphère peut être affectée par l'air transporté de la basse troposphère par convection [Lelieveld *et al.*, 1997]. Cette question mérite certainement une évaluation plus poussée.

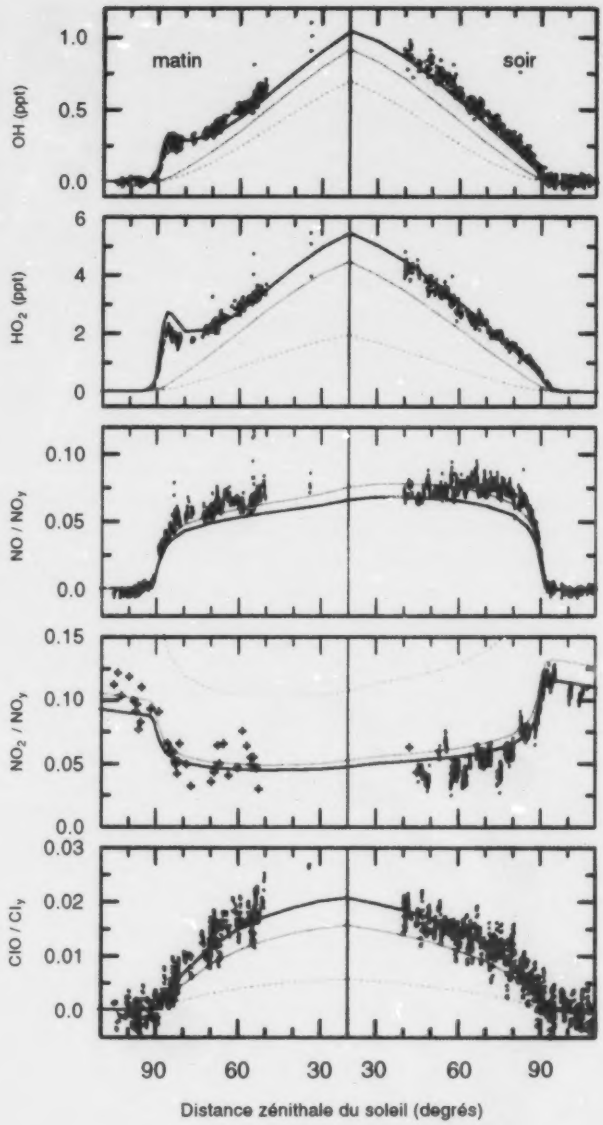


Figure 3.3. Variation diurne des concentrations d'OH, de HO_2, de NO/NO_y, de NO_2/NO_y et de ClO/Cl_y mesurée par des instruments du JPL (croix) et de la NOAA (points) et représentée en fonction de la distance zénithale du soleil. Les mesures ont été prises lors de deux vols d'ER-2 effectués le 11 mai (au lever du soleil) et le 12 mai (au coucher du soleil) près de 37 °N et au niveau de 63 hPa. Les concentrations de NO_2 oscillaient entre 240 et 260 ppb. Sont également présentées les sorties d'un modèle d'assimilation de données avec contraintes. La courbe pointillée représente la chimie homogène en phase gazeuse. Dans les graphiques de l'OH, du HO_2 et du ClO/Cl_y, la courbe inférieure continue intègre la chimie hétérogène indiquée dans la réaction 14. Dans ces mêmes graphiques, la courbe supérieure intègre les effets des réactions 14 et 15. (D'après Salawitch *et al.* [1994])

3.3 Modélisation

La modélisation aide à comprendre les mécanismes atmosphériques et permet de prévoir les effets des changements subis par des facteurs externes, tels que la variabilité de l'activité solaire, les émissions volcaniques ou l'introduction de gaz à effet de serre. Il existe différents types de modèles; qu'il s'agisse du modèle-boîte ou de modèles tridimensionnels, chacun présente différents points de vue sur le fonctionnement de l'atmosphère.

Le modèle-boîte tire son nom du fait qu'il examine l'effet du rayonnement solaire sur une boîte ou particule d'air. Il sert surtout à étudier la chimie de l'atmosphère, en particulier à des échelles temporelles inférieures à une journée. On peut l'utiliser pour représenter la situation à un endroit donné

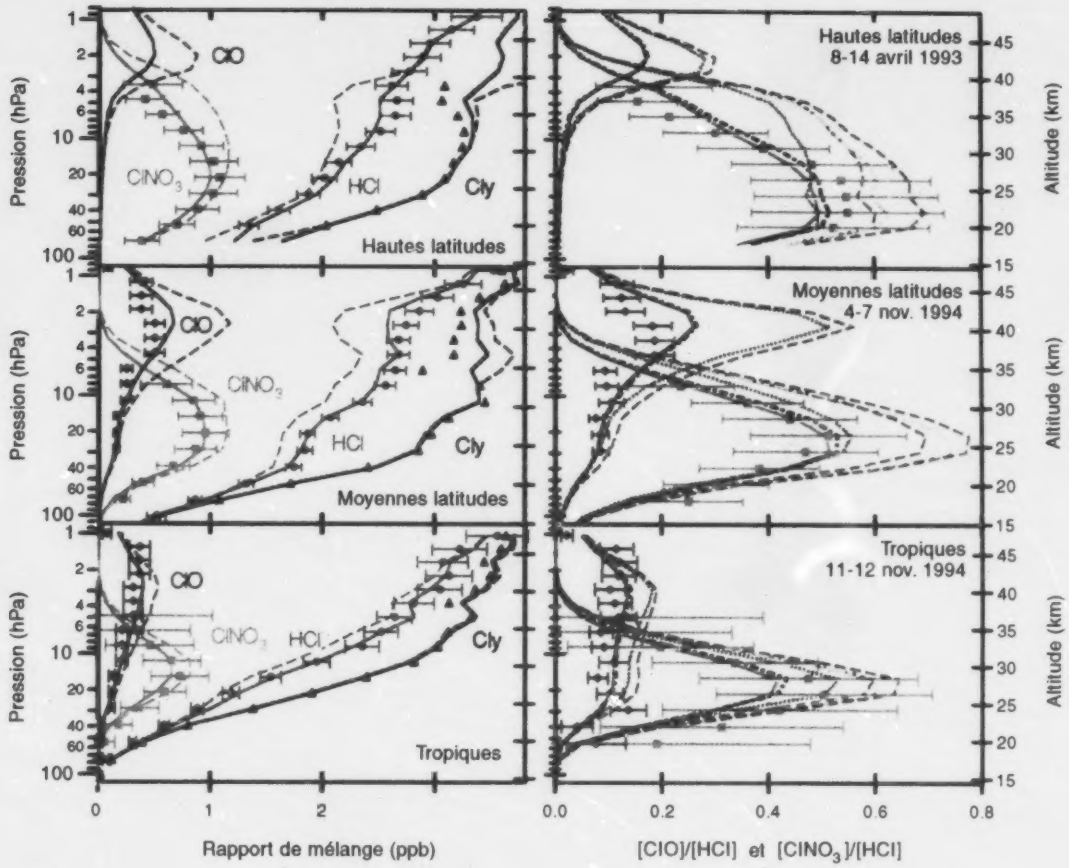


Figure 3.4. Comparaison de rapports de mélange de $ClNO_3$, de HCl, de Cl_y (estimé) et de ClO et de rapports de concentration ClO/HCl et $ClNO_3$/HCl calculés par les modèles et mesurés. Les valeurs calculées par les modèles sont représentées par les lignes continues et les valeurs mesurées, par les symboles. La pression est portée en ordonnée, et l'altitude approximative est indiquée. On a utilisé les modèles à différents taux, y compris le taux standard décrit dans Michelsen *et al.* [1996]. Le graphique du haut indique les concentrations au lever du soleil et les deux autres, les concentrations au coucher du soleil. (D'après Michelsen *et al.* [1996])

ou le long d'une trajectoire; dans ce dernier cas, la boîte (particule d'air) est transportée, habituellement sans mélange, par les vents. Le fait que le modèle-boîte permet de se concentrer sur les propriétés chimiques sans tenir compte de la dynamique (qui exerce une influence dans la réalité mais complique la situation) est un de ses avantages les plus marquants. Ce modèle s'est révélé très efficace au cours des expériences SPADE, ASHOE/MAESA et STRAT. Ces dernières font appel à une batterie complète d'instruments embarqués à bord d'un avion ER-2 volant dans la stratosphère, à environ 20 km d'altitude. La figure 3.3 montre une partie des données recueillies pendant l'expérience SPADE [Salawitch *et al.*, 1994]. Les points de données indiquent les mesures d'un certain nombre d'espèces contraignantes. Les lignes continues représentent les valeurs produites par le modèle pour la particule d'air au point en question lorsque sa rétrotrajectoire est suivie sur quelques jours. (Le modèle-boîte constitue également une méthode d'assimilation de données, aspect dont il sera question plus loin.)

Comme l'indique cette figure, la qualité actuelle des mesures est telle qu'un écart supérieur à 20 % peut laisser appréhender un manque d'informations sur les propriétés chimiques. Le premier graphique de la figure 3.3 fournit un exemple particulier, celui de l'OH. L'écart entre les mesures et les sorties du modèle au lever du soleil indiquait qu'il devait exister une source d'OH facilement photolysable, qui s'est révélée être du HOBr, produit par la transformation hétérogène du $BrONO_2$ pendant la nuit dans les particules de sulfate qui sont omniprésentes aux altitudes de vol de l'ER-2 [Lary *et al.*, 1996] :

$$BrONO_2 + H_2O \rightarrow HOBr + HNO_3 \qquad (15)$$

La photolyse, au lever du jour, du HOBr qui s'était accumulé pendant la nuit a produit un dégagement d'OH :

$$HOBr + h\nu \rightarrow HO + Br \qquad (33)$$

Un autre exemple de l'importance du modèle-boite est son application à l'analyse de données recueillies par l'instrument appelé ATMOS (Atmospheric Trace Molecule Spectroscopy) embarqué dans la navette spatiale [Michelsen *et al.*, 1996]. Les

observations effectuées ont montré qu'il faut pousser l'étude du fractionnement du chlore (figure 3.4) et que l'inclusion d'autres réactions chimiques est nécessaire afin d'expliquer les données. Comme le fractionnement aux latitudes moyennes prend plusieurs semaines et comme les conditions à l'intérieur des particules d'air semblent relativement uniformes, on peut utiliser un modèle-boîte avec une certaine assurance pour étudier les processus pertinents. Étant donné que la quantité de chlore actif contenue dans les réservoirs est importante, les résultats des analyses aideront grandement à comprendre le rôle du chlore dans le bilan chimique de l'ozone.

Une expérience et une analyse menées récemment à l'aide d'un ballon [Osterman *et al.*, 1997] ont également fait ressortir des failles dans les connaissances relatives à la production d'ozone aux altitudes allant de 40 à 50 km, où le transport ne devrait pas jouer un rôle important. Cette expérience, qui comportait des mesures exactes des concentrations d'OH, de HO_2, de NO, de ClO et d'autres radicaux et précurseurs déjà mentionnés, a montré que la perte d'ozone dépassait la production de quelque 35 % à ces altitudes, ce qui révèle une grande ignorance de la production et de la perte d'ozone à ces altitudes tout comme de la chimie de l'ozone.

Les modèles unidimensionnels (sur le plan vertical) de diffusion chimique représentent l'atmosphère comme une série de boîtes empilées les unes sur les autres et reliées par des processus de diffusion. Dans le passé, ils se sont révélés très utiles pour des estimations préliminaires et exploratoires de la chimie de l'atmosphère, étant donné qu'on pouvait y incorporer beaucoup plus de paramètres chimiques que dans des modèles plus complexes qui devaient tenir compte d'un plus grand nombre de processus physiques. Il est cependant vite devenu évident que l'atmosphère est trop complexe pour être représentée simplement par des éléments reliés formant une colonne. Qui plus est, la technologie informatique a connu un essor tel ces dix dernières années que les paramètres chimiques qui n'étaient naguère représentés que par une boîte ou un modèle unidimensionnel peuvent désormais l'être par des modèles pluridimensionnels.

Les modèles utilisant deux variables spatiales représentent le niveau de complexité suivant. Il existe deux grands types de ces modèles bidimensionnels. Les modèles du premier type effectuent les simulations sur une tranche verticale de l'atmosphère, habituellement sur un plan méridien, les variables spatiales pouvant être la hauteur et la latitude. Dans ceux du second type, la simulation s'opère sur une surface horizontale ou quasi horizontale, comme une surface isentropique, et les variables sont généralement la latitude et la longitude. Les premiers fournissent davantage d'informations sur la dynamique de l'atmosphère que les modèles unidimensionnels, mais ils sont limités par l'absence de variation longitudinale (zonale). Toutefois, on peut facilement les exécuter pour des périodes beaucoup plus longues que dans le cas des modèles tridimensionnels courants, ce qui permet d'établir des scénarios couvrant des centaines d'années (voir, p. ex., Tie *et al.* [1994], qui ont utilisé un modèle de ce type).

Les modèles bidimensionnels horizontaux utilisant des surfaces, habituellement des surfaces de température potentielle, qui représentent approximativement le déplacement de particules d'air à une échelle temporelle de quelques semaines, ont grandement contribué à l'étude du développement détaillé des structures filamenteuses dont il est question au chapitre 2 et de leur effet sur la chimie de l'atmosphère. Ainsi, de nouvelles études de l'appauvrissement de l'ozone dans l'Arctique menées à une très grande résolution spatiale [Edouard *et al.*, 1996; Chipperfield *et al.*, 1997] ont fait ressortir l'incertitude inhérente à la modélisation de l'appauvrissement de l'ozone résultant de la diffusion influencée par l'échelle. Ces modèles présentent le grand avantage de permettre l'examen des processus chimiques et dynamiques à une échelle non permise par les modèles plus complexes.

Avec l'accroissement de la puissance de calcul, les modèles tridimensionnels seront très utiles dans les travaux futurs. À l'heure actuelle, les modèles tridimensionnels comportant l'ensemble des variables chimiques peuvent servir à établir des scénarios sur de longues périodes qui étaient à la limite des possibilités des modèles bidimensionnels il y a à peine dix ans. Il existe divers types de modèles tridimensionnels. On retrouve, par exemple, les modèles de transport chimique qui permettent d'utiliser l'équation de continuité pour de nombreuses espèces chimiques, qu'on peut donc soumettre à un transport sous l'effet des vents et faire entrer en interaction les unes avec les autres. On peut obtenir les champs de vent et autres données atmosphériques des modèles de prévision météorologique ou des modèles de la circulation générale de l'atmosphère (MCGA). Toutefois, ces modèles n'établissent pas de rétroaction entre, d'une part, les changements subis par les espèces chimiques et, d'autre part, la dynamique et le transport ou le réchauffement.

Les MCGA sont des modèles tridimensionnels dont le domaine spatial s'étend de la surface terrestre jusqu'à la moyenne atmosphère ou au-delà et ils fournissent une représentation détaillée des processus physiques et dynamiques, mais leur résolution est limitée sur le plan horizontal (~300–500 km). On peut maintenant les exécuter en y intégrant une chimie interactive et s'en servir pour comprendre et explorer le climat terrestre et sa réaction aux perturbations tant naturelles qu'anthropiques. Les modèles de prévision météorologique sont très semblables aux MCGA, mais leur résolution horizontale est beaucoup plus grande (~50–100 km), car ils doivent représenter des systèmes météorologiques détaillés. On les utilise généralement pour simuler (prévoir) le temps à des échelles temporelles allant de quelques jours à quelques mois tout au plus. On y a également intégré une chimie interactive pour pouvoir étudier l'effet de l'ozone stratosphérique sur la prévision à long terme et tenter d'améliorer la prévision de la perte d'ozone au-dessus de l'Arctique.

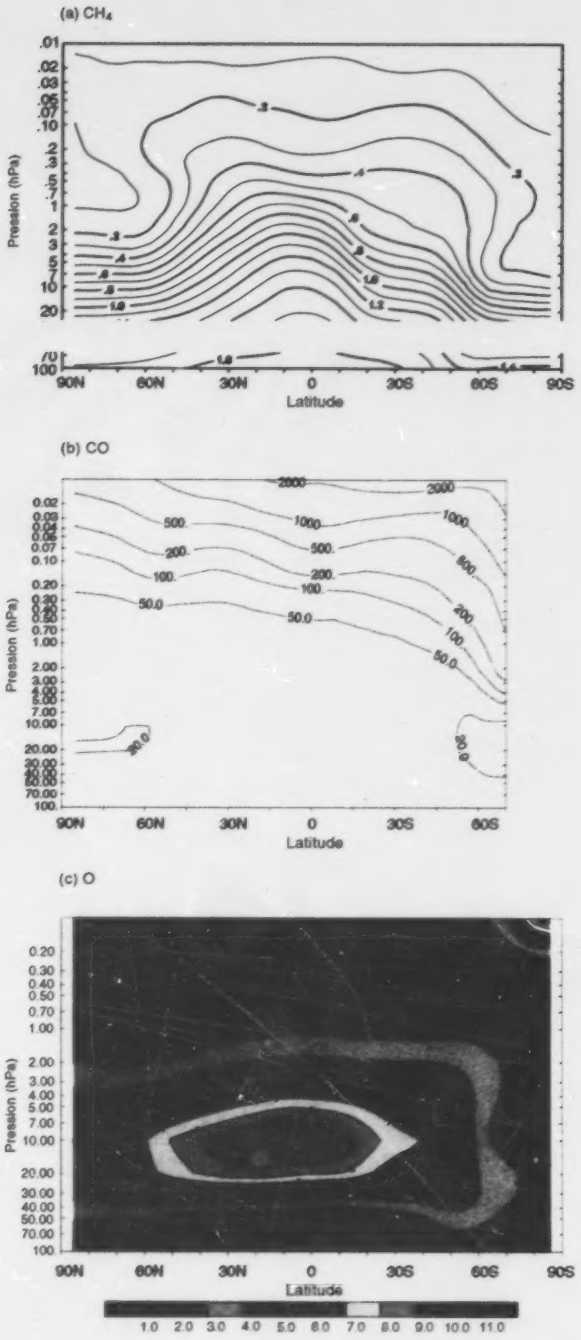


Figure 3.5. (a) Profil moyen zonal des rapports de mélange de CH_4 (ppmv) en août selon le MCAM. (b) Profil moyen zonal des rapports de mélange diurnes de CO (ppbv) en juin (70° S–90° N) selon le MCAM. (c) Profil moyen zonal des rapports de mélange d'O_3 (ppmv) en juillet. (Selon de Grandpré *et al.* [1997])

Le Canada contribue de façon significative à la modélisation de la moyenne atmosphère. Le Modèle canadien de l'atmosphère moyenne (MCAM) est élaboré par un groupe comprenant des représentants de l'Université de Toronto, de l'Université York, de l'Université du Québec à Montréal (UQAM), de l'Université McGill, de l'Université Dalhousie, du Centre canadien de modélisation et d'analyse climatiques (CCMAC) du Service de l'environnement atmosphérique et de l'Institut de science terrestre et spatiale (ISTS). Le MCAM est un MCGA à trois dimensions dont le domaine vertical s'étend de la surface terrestre jusqu'à environ 100 km d'altitude [Beagley *et al.*, 1997]. On l'a élaboré à partir du modèle de circulation de deuxième génération du CCMAC [McFarlane *et al.*, 1992]. On a modifié la physique et la dynamique du modèle original pour tenir compte des particularités de la stratosphère et de la mésosphère. La paramétrisation du réchauffement a été améliorée [Fomichev et Blanchet, 1995] et des paramétrisations des ondes de gravité ont été ajoutées [C.O. Hines, 1997; Medvedev et Klaassen, 1995]. De plus, on a ajouté une chimie et mené des expériences avec des paramètres chimiques interactifs [de Grandpré *et al.*, 1997]. Par ses capacités actuelles, le MCAM se compare à la plupart des modèles les plus évolués élaborés ailleurs [Shepherd, 1995; Beagley *et al.*, 1997; de Grandpré *et al.*, 1997].

Certains des résultats présentés à la figure 3.5, qui donnent une idée des possibilités du modèle, peuvent être comparés aux valeurs mesurées. Le graphique (a) indique les valeurs du CH_4 stratosphérique, dont la version actuelle du modèle modélise à un degré d'exactitude raisonnable la distribution mesurée par l'UARS [voir de Grandpré *et al.*, 1997]. D'autres outils diagnostics, comme des séries chronologiques de rapports entre concentrations d'espèces pour le N_2O, l'O_3, le NO_2 et le CO_2, dont il a été question dans la section 3.2, seront utilisés pour l'analyse des caractéristiques du modèle quant au transport [voir, p. ex., Volk *et al.*, 1996 et les références qui s'y trouvent]. Le graphique (b) de la figure 3.5 montre la distribution diurne du monoxyde de carbone (CO) en juin dans la stratosphère et la mésosphère et illustre le mouvement descendant dans la région du vortex polaire en hiver. Ces simulations présentent elles aussi une concordance assez étroite avec les mesures des concentrations de CO effectuées par Lopez-Valverde *et al.* [1996] à l'aide de l'UARS. Le graphique (c) indique quant à lui le champ d'ozone établi par le modèle, qui se compare très avantageusement aux valeurs mesurées (figure 1.7).

Comme on l'a mentionné au chapitre 1, le Canada a été un des premiers pays à produire des prévisions de l'appauvrissement de l'ozone et du rayonnement UVB [Burrows *et al.*, 1994]. Or, il existe aussi maintenant une capacité de recherche émergente permettant de réaliser des prévisions limitées basées sur les paramètres chimiques et le transport touchant une gamme assez complète de substances chimiques stratosphériques. Au cours de la dernière année, une composante

de prévision des réactions chimiques en phase gazeuse a été ajoutée au modèle de prévision spectral aux éléments finis du Centre météorologique canadien [Sandilands *et al.*, 1996], et on y intègre maintenant la chimie hétérogène. Ce modèle livrera de meilleures prévisions de l'appauvrissement de l'ozone dans l'Arctique, surtout s'il est appuyé par l'assimilation de données chimiques.

3.4 Assimilation de données

L'assimilation de données fait appel à différentes techniques dans le but de transformer des données quadridimensionnelles non synoptiques (souvent satellitaires) en une série chronologique quadridimensionnelle planétaire. Dans le passé, cette technique était généralement limitée à des données météorologiques, et les données assimilées étaient en majeure partie tridimensionnelles et recueillies à des heures synoptiques fixes. Toutefois, on s'efforce depuis peu d'assimiler des données chimiques [voir, p. ex., Fisher et Lary, 1995]. Ce processus peut permettre de valider les mesures au moyen d'un bon modèle dynamique ou, inversement, de réintroduire les données dans le modèle pour améliorer la représentation de la dynamique. En d'autres termes, les composantes chimie et dynamique peuvent s'appuyer mutuellement, ce qui permettra d'accroître les connaissances sur le champ d'ozone en intégrant des mesures par radiosondage, lidar et satellite.

Le Projet de l'atmosphère moyenne (PAM) [Tarasick *et al.*, 1996] est un projet d'assimilation de données entrepris récemment au Canada sous l'égide du Service de l'environnement atmosphérique avec l'appui d'universités et qui intéresse l'Agence spatiale canadienne. L'assimilation de données permet d'ajouter beaucoup de valeur à un coût relativement faible en comparaison des dépenses qu'implique une campagne satellitaire. Bien que le PAM porte principalement sur la stratosphère, des travaux connexes portant sur la troposphère, comme le programme d'assimilation de données sur le CO troposphérique recueillies par l'instrument MOPITT, sont en cours.

3.5 Calculs de la perte d'ozone

Les modèles sont d'importants outils, tant diagnostiques que prévisionnels, comme on l'a noté précédemment. Pour qu'ils soient utiles à la prévision, il faut toutefois les soumettre à une validation, qui comporte entre autres la comparaison des sorties avec des observations. Cette comparaison est souvent un processus interactif, les observations faisant ressortir les limites de la modélisation (comme il est indiqué ci-dessus) ou les modèles soulignant des incohérences dans les observations. Comme certaines des comparaisons ont déjà été traitées, il sera ici question de la capacité des modèles de reproduire les tendances de l'appauvrissement de l'ozone dégagées par les mesures.

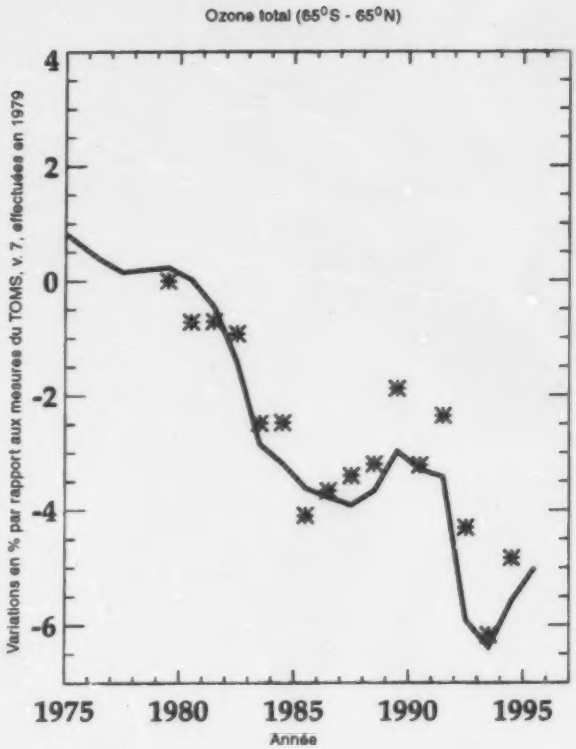


Figure 3.6. Variations des moyennes annuelles de l'ozone total (%) entre 1975 et 1995 intégrées entre 65° S et 65° N dérivées des mesures effectuées à l'aide du spectromètre TOMS, version 7 (astérisques) et simulées par le modèle bidimensionnel du GSFC (ligne continue). (D'après Jackman *et al.* [1996])

Certes, les modèles courants reproduisent très bien le comportement général de l'ozone dans l'atmosphère. Néanmoins, comme cela a été souligné ci-dessus, il semble encore exister des écarts entre les valeurs mesurées et les valeurs produites par les modèles en ce qui concerne l'ozone à proximité de la stratopause : ces derniers surestiment la perte d'ozone dans une proportion d'environ 30 % [voir, p. ex., Osterman *et al.*, 1997]. En outre, des comparaisons détaillées ont révélé des disparités entre valeurs calculées par les modèles et les valeurs mesurées des rapports entre les espèces actives et les espèces réservoirs de Cl_y. Cependant, l'utilisation de taux ajustés pour assurer une meilleure simulation du rapport ClO-HCl permet de dégager des tendances qui concordent davantage avec les observations. De toute évidence, il faudra pousser les travaux de laboratoire pour clarifier la situation.

Pour ce qui touche la basse stratosphère, la situation est inverse : les modèles sous-estiment la perte d'ozone. Il existe des écarts entre les différentes mesures, notamment celles de l'Expérience sur les gaz et aérosols stratosphériques (SAGE), des détecteurs de rayonnements solaires rétrodiffusés et des sondes. Toutefois, les pertes d'ozone calculées par les modèles sont toutes sous-estimées dans la région comprise entre 15 et

20 km d'altitude. Il faut déterminer si le problème relève de la chimie ou du transport (jusqu'à présent, les seules simulations à long terme touchant cette région étaient bidimensionnelles). De plus, bon nombre des modèles bidimensionnels exécutés n'intégraient pas la chimie hétérogène du brome.

Les modèles tant bidimensionnels que tridimensionnels [voir, p. ex., Jackman *et al.*, 1996; Rasch *et al.*, 1995] peuvent effectuer des simulations acceptables de la colonne d'ozone stratosphérique. La figure 3.6 présente les résultats d'une simulation en deux dimensions de la colonne d'ozone sur les vingt dernières années [Jackman *et al.*, 1996]. Toutefois, les simulations des profils verticaux sont loin d'être parfaites, et, de toute évidence, les limites propres à la représentation du transport empêchent de simuler l'ozone stratosphérique avec plus de précision (voir le chapitre 2).

Un formidable phénomène naturel s'est amorcé le 15 juin 1991. L'éruption du mont Pinatubo a eu pour effet d'introduire dans la stratosphère plus de 20 tonnes métriques de SO_2, qui ont par la suite généré des aérosols de sulfate. Des simulations du phénomène indiquent que ces aérosols ont réchauffé la stratosphère et refroidi la troposphère [Jiang *et al.*, 1997; Hansen *et al.*, 1992]. En outre, l'ozone a été affecté par la perturbation des réservoirs d'azote résultant de la conversion du N_2O_5 en HNO_3 (réaction 14) au sein des aérosols de sulfate, ce qui a affecté ensuite les réservoirs de Cl_x et, dans une certaine mesure, les réservoirs de Br_x. Qui plus est, comme il s'est formé du HOBr (par la réaction 15) et de l'OH (par la réaction 17), le bilan de la basse stratosphère a été fortement perturbé [Danilin et McConnell, 1995; Lary *et al.*, 1996; Chartrand et McConnell, 1997]. Enfin, le réchauffement a altéré les mécanismes de transport et les durées de vie dynamique de l'ozone, si bien que les processus entraînant les pertes d'ozone pouvaient agir sur de plus longues périodes.

En règle générale, les modèles estiment relativement bien la perte d'ozone au-dessus de l'Antarctique, et les estimations ne semblent pas trop sensibles aux différences quant au degré de détail de la représentation de la chimie hétérogène : tant qu'il y aura transformation du HCl et du $ClNO_3$ en Cl_2 et en d'autres espèces photolabiles, on observera une importante perte d'ozone.

La situation semble moins claire au-dessus de l'Arctique. Les transformations des espèces réservoirs, calculées en fonction de la perte d'ozone, semblent plus importantes qu'on le croyait. Par exemple, les estimations des transformations effectuées par certains groupes semblent trop faibles d'environ 40 % (voir les références dans Edouard *et al.* [1996]), tandis que, selon Bregman *et al.* [1997], il y a une assez bonne concordance entre l'appauvrissement mesuré et celui que calculent les modèles. Comme il est indiqué ci-dessus, cette lacune peut être attribuable à la résolution limitée des modèles de transport chimique utilisés jusqu'à présent plutôt qu'à une connaissance incomplète de la chimie [Edouard *et al.*, 1996]. De plus, comme les températures sont plus élevées dans l'Arctique que dans l'Antarctique, la connaissance du champ thermique semble beaucoup plus importante pour le calcul de l'appauvrissement de l'ozone au-dessus de l'Arctique, car quelques degrés peuvent faire une grande différence quant à l'étendue des transformations. L'incertitude se manifeste en particulier en ce qui concerne les températures minimales auxquelles il peut se former des nuages stratosphériques polaires dans l'Arctique. Ainsi, Pullen et Jones [1997] ont comparé des températures soumises à une analyse objective par le Meteorological Office du Royaume-Uni avec des mesures indépendantes effectuées par des sondes et constaté que les premières sont souvent trop élevées de 1 à 2 degrés aux alentours des valeurs minimales. Des écarts semblables touchant les températures minimales dans l'Arctique ont été observés dans le modèle du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme [Knudsen, 1996]. De plus, on ne sait pas avec certitude si la plupart des modèles détectent les différentes échelles de température dans l'Arctique, car la circulation au-dessus des montagnes peut produire des PSC, par exemple. Toutefois, il s'agit d'un phénomène de mésoéchelle que la majorité des modèles ne traitent pas encore directement. Cet effet est très différent des effets d'échelle créés par les processus de filamentation liés à la dynamique.

L'application des MCGA à l'appauvrissement de l'ozone au-dessus des régions polaires sera confrontée à des problèmes comparables, car ceux-ci ne simuleront pas des événements particuliers mais plutôt la climatologie des événements. En revanche, ces modèles permettront l'analyse détaillée des interactions à des échelles non autorisées par les modèles de prévision. Par ailleurs, ce qui est plus important, les MCGA représentent actuellement le seul moyen d'appréhender le devenir de la couche d'ozone et les effets liés au climat.

Les effets de la dilution constituent un aspect du problème de l'appauvrissement de la couche d'ozone qui souligne l'importance de pouvoir simuler *autant* les processus dynamiques que les processus chimiques. Au printemps dans les régions polaires (ou juste avant dans l'Arctique), l'ozone subit une importante déperdition par destruction chimique. À la fin du printemps, quand le vortex se dissipe, l'ozone des moyennes latitudes est transporté dans la région du vortex et comble les pertes. Toutefois, l'air dont la teneur en ozone est ainsi réduite est transporté à des latitudes plus basses, où il modifie le bilan d'ozone. Aucun modèle ne peut encore représenter ce processus avec précision par une simulation détaillée, mais cela sera certainement à la portée de la prochaine génération de modèles.

3.6 Autres questions

3.6.1 Impacts des avions

Comme on l'a mentionné au chapitre 2, l'épreuve critique pour les modèles consistera à déterminer l'ampleur de l'échange d'air des latitudes moyennes et d'air tropical dans la basse stratosphère. Cela sera aussi un facteur déterminant dans l'évaluation des effets d'éventuels avions supersoniques [Stolarski et Wesoky, 1995]. En outre, l'ozone est un important gaz agissant sur le rayonnement dans le voisinage de la tropopause [voir, p. ex., Ramaswamy *et al.*, 1996], où s'est produit la majeure partie du dépérissement de l'ozone planétaire. Dans cette région, non seulement les échanges entre la stratosphère et la troposphère sont très incertains, mais les avions subsoniques causent des perturbations [Thompson *et al.*, 1996].

Un rapport sur les effets possibles d'un parc d'avions supersoniques [Stolarski et Wesoky, 1995] révèle que l'inclusion des effets de la chimie hétérogène dans les modèles réduirait les estimations de ces effets. Toutefois, cette affirmation repose sur l'évaluation de modèles à deux dimensions ayant une composante dynamique limitée (à cause des approximations bidimensionnelles) et ne tenant pas compte des effets sur les sulfates de la chimie hétérogène des bromures. La représentation de la chimie hétérogène des PSC était également limitée, là encore à cause du moyennage zonal inhérent à ces modèles.

Si des avions supersoniques sont construits dans un proche avenir, ceux-ci devront voler dans un régime climatique caractérisé par l'accroissement des concentrations de CO_2 et donc du refroidissement stratosphérique. La hausse des concentrations de NO_x de H_2O et de sulfates causée par ces avions pourrait accroître l'incidence de PSC et, partant, la perte d'ozone en région polaire. Aux moyennes latitudes, la baisse des températures entraînera la dissolution du HCl en sulfates, de là davantage de transformations et de pertes d'ozone. Il faut donc utiliser les modèles tridimensionnels de façon plus circonspecte.

3.6.2 Impacts sur la troposphère

Comme il est indiqué ci-dessus, la stratosphère constitue une importante source d'ozone pour la troposphère. L'injection d'ozone, phénomène connu depuis longtemps, est à son maximum au printemps aux hautes latitudes. Il y a trente ans, on croyait qu'elle était la principale source d'ozone troposphérique, sauf peut-être dans les centres urbains. On s'est cependant rendu compte peu à peu que les réactions du smog déjà décrites (réactions 4 à 8), déclenchées par les composés organiques volatils (COV), les NO_x (naturels et anthropiques) et le rayonnement solaire, entrent pour une grande part dans la production d'ozone troposphérique à l'échelle du globe. Dans la troposphère, les processus d'appauvrissement de l'ozone comprennent : 1) le dépôt, principalement sur les surfaces terrestres mais aussi, plus lentement, sur l'eau et la neige, 2) la conversion de NO en NO_2, puis de celui-ci en d'autres espèces de NO_y, qui sont lessivées ou déposées à la surface, 3) la transformation par photolyse en $O(^1D)$, qui réagit avec les molécules d'eau, 4) la perte possible d'ozone dans les nuages et peut-être 5) la réaction avec des atomes de chlore à la surface de la mer.

Dans la troposphère, la diminution des concentrations d'ozone stratosphérique fait augmenter les quantités de rayons UVB et, donc, la production d'$O(^1D)$ par la photolyse de l'ozone. À son tour, cette production accroît la production du radical hydroxyl (OH) et la destruction de l'ozone. Comme l'OH réagit avec de nombreuses espèces dans la troposphère, sa prolifération peut avoir de profondes répercussions. La déperdition du méthane, gaz à effet de serre, est surtout attribuable à la réaction avec l'OH, tout comme celle du CO, produit de la combustion anthropique et du brûlage de la biomasse. Comme on l'a déjà signalé, le NO_2 joue un rôle dans la production d'ozone dans la troposphère, et il se transforme en HNO_3 à la suite d'une oxydation par l'OH. En conséquence, l'accroissement des concentrations d'OH pourrait réduire la production d'ozone troposphérique.

Par contre, il pourrait aussi se produire des augmentations des quantités d'ozone, car la hausse des concentrations d'OH peut accélérer la destruction des COV et accroître la production d'ozone. Les effets nets sur la troposphère des changements dans la quantité d'ozone stratosphérique seront complexes. Les quantités d'ozone troposphérique peuvent augmenter dans certaines régions à cause de l'accroissement du rayonnement UVB et des sources de NO_x et de COV. En revanche, dans les régions polaires ou d'autres régions non polluées où les concentrations de NO_x sont faibles, l'accroissement du rayonnement UVB réduira les quantités d'ozone.

Le radical hydroxyl intervient également dans la transformation du SO_2 en H_2SO_4 par oxydation et, donc, dans la formation d'aérosols de sulfate, tant dans la troposphère que dans la stratosphère. Ces aérosols peuvent agir comme noyaux de condensation et contribuer à former des gouttelettes d'eau dans les nuages, phénomène exerçant une influence indirecte sur le climat. Ils peuvent également agir directement sur le climat en réfléchissant et en absorbant les rayons solaires et infrarouges.

Outre ses effets potentiels sur l'ensemble complexe des réactions chimiques dans la troposphère (et ses liens avec le climat), l'altération de l'ozone stratosphérique modifie le réchauffement stratosphérique. Ce dernier, à son tour, modifie vraisemblablement la dynamique de la stratosphère et peut donc faire varier l'ampleur du transport d'ozone stratosphérique dans la troposphère par un processus encore totalement inconnu.

3.6.3 Liens avec le climat

Les concentrations de Cl_x pourraient diminuer au cours des prochaines années, mais les réactions hétérogènes dans la stratosphère pourraient se généraliser par suite de la hausse des concentrations de CO_2, qui rend le traitement quasi isotherme plus efficace. Si la stratosphère se refroidit, ce qui est probable, il s'ensuivra une augmentation de la solubilité

du HCl dans les aérosols stratosphériques et de la transformation des Cl_x en ClO_x actifs, donc des pertes d'ozone. De plus, la baisse des températures pourrait modifier la circulation dans la stratosphère, ce qui pourrait se répercuter sur la distribution de l'ozone.

La baisse potentielle des températures dans la stratosphère dont il vient d'être question se produirait à presque toutes les latitudes. Dans l'Arctique, il semble que les régions, au niveau de 50 hPa, où les températures sont suffisamment basses pour stimuler la transformation des NO_y et des Cl_y dans les PSC gagnent en étendue depuis 31 ans [Pawson et Naujokat, 1997]. Il est difficile de déterminer si cette baisse des températures minimum est réelle ou si elle est attribuable aux limites dont souffraient les sondes de température dans le passé.

Par ailleurs, certains soutiennent que, depuis dix ans, la rupture du vortex au-dessus de l'Antarctique se produit de 10 à 12 jours plus tard qu'avant [Chubachi, 1997]. De là l'interrogation suivante : la baisse des concentrations d'ozone, gaz absorbant les infrarouges et de chauffage solaire, à l'intérieur du vortex a stabilisé celui-ci et a donc accru le potentiel de prolongation de la période de déperdition d'ozone. Ce phénomène a pu jouer un rôle dans la baisse des concentrations d'ozone dans l'Arctique enregistrée au cours des derniers hivers.

On n'a pas abordé explicitement la façon dont les systèmes atmosphériques et biosphériques réagiront vraisemblablement au changement de climat, bien qu'on ait fait allusion à certains effets indirects. Toutefois, il est important d'être aux aguets pour déceler d'importantes réactions qu'on a pu négliger ou qui ont pu passer complètement inaperçues dans le passé.

3.6.4 Variation du flux solaire et ozone

Du point de vue des effets sur la colonne d'ozone, la région du spectre solaire la plus importante est la fenêtre de transmission au voisinage de 200 à 220 nm. Vu que le flux solaire varie par un facteur de 20 à 30 % dans cette région [Lean, 1989] pendant un cycle d'activité solaire, il faut tenir compte des grandes variations dans la colonne d'ozone qui s'ensuivent pour dégager les tendances de l'ozone et réaliser des scénarios à long terme.

3.7 Orientations futures

Bien que les connaissances sur les processus influant sur l'ozone stratosphérique aient considérablement augmenté depuis 25 ans, de nombreux enjeux demeurent entiers.

La paramétrisation des ondes de gravité dans la stratosphère pose un important problème, qu'il faut résoudre si l'on veut simuler de façon plus réaliste la circulation dans la moyenne atmosphère. En outre, il est extrêmement important de comprendre comment s'effectuent les échanges d'air entre la stratosphère et la troposphère, échanges qui devraient constituer un domaine de recherche majeur.

Lors d'un atelier sur les processus stratosphériques et leur rôle dans le climat (SPARC) tenu en France en octobre 1996, on a conclu que la chimie de la haute troposphère est également influencée par des processus hétérogènes. Au cours des prochaines années, on consentira davantage d'efforts pour intégrer aux modèles stratosphériques et troposphériques les processus microphysiques liés aux aérosols dans le but de mieux comprendre les réactions hétérogènes qui se produisent dans les liquides ou sur les surfaces solides.

Outre les aspects chimiques, les effets climatiques des aérosols liés aux processus du rayonnement et à la formation des nuages entrent en ligne de compte.

Les effets sur l'ozone des avions, tant les appareils subsoniques actuels que les éventuels appareils supersoniques, forment un autre ensemble de questions. Les émissions de ces avions feront-elles augmenter ou diminuer les concentrations d'ozone dans la basse stratosphère? Sur quelles distances les rejets des avions supersoniques seront-ils transportés? Les émissions des avions actuels ont-elles fait augmenter les concentrations d'ozone dans la troposphère et, le cas échéant, quels sont les effets sur le climat?

On s'attend à ce que les concentrations stratosphériques de Cl_y commencent à diminuer au cours des dix prochaines années et à ce que la couche d'ozone commence à se reconstituer, bien que lentement, peu après. Il est impératif de poursuivre la surveillance pour déterminer si c'est vraiment ce qui se produira.

RÉFÉRENCES

Beagley, S.R., J. de Grandpré, J.N. Koshyk, N.A. McFarlane and T.G. Shepherd, 1997. The first generation Canadian Middle Atmosphere Model: model description and climatology. *Atmos.-Ocean*, sous presse.

Bregman, A., M. van den Broek, K.S. Carslaw, R. Muller, T. Peter, M.P. Scheek and J. Lelieveld, 1977. Ozone depletion in the late winter Arctic stratosphere: observations and model results. *J. Geophys. Res.*, 103, 10815-10828.

Brewer, W., 1949. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **75**, 351–363.

Burrows, J.P., K.V. Chance, A.P.H. Goede, R. Guzzi, B.J. Kerridge, C. Muller, D. Perner, U. Platt, J-P Pommereau, W. Schneider, R.J. Spurr, H. van der Woerd, *et al.*, 1993. *Global Ozone Monitoring Experiment interim science report.* Report ESA SP-1151. T.D. Guyenne and C. Readings, dir., Noordwijk, the Netherlands: ESA Publications Division, ESTEC.

Burrows, W.R., M. Vallé, D.I. Wardle, J.B. Kerr, L.J. Wilson, and D.W. Tarasick, 1994. The Canadian operational procedure for forecasting total ozone and UV radiation. *Met. Apps.*, **1**, 247–265.

Chartrand, D.J., and J.C. McConnell, 1997. Heterogeneous bromine chemistry and the ozone budget in the lower mid-latitude stratosphere. Document de travail, Dept. of Earth and Atmospheric Science, York University, Toronto.

Chipperfield, M.P., E.R. Lutman, J.A. Kettleborough, J.A. Pyle, and A.E. Roche, 1997. Model studies of chlorine deactivation and formation of $ClONO_2$ collar in the Arctic polar vortex. *J. Geophys. Res.*, **102**, 1467–1478, 1997.

Chubachi, S., 1997. Annual variation of total ozone at Syowa Station, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **102**, 1349–1354.

Clyne, M.A.A., and R.T. Watson, 1977. Kinetic studies of diatomic free radicals using mass spectrometry. *J. Chem. Soc. Faraday Trans.*, 1/73, 1169–1187.

Danilin, M.Y., and J.C. McConnell, 1994. Heterogeneous reactions in a stratospheric box-model: a sensitivity study. *J. Geophys. Res.*, **99**, 25681–25696.

Danilin, M.Y., and J.C. McConnell, 1995. Stratospheric effects of bromine activation on/in sulfate aerosol. *J. Geophys. Res.*, **100**, 11237–11243.

Edouard, S., B. Legras, F. Lefèvre and R. Eymard, 1996. The effect of small-scale inhomogeneities on ozone depletion in the Arctic. *Nature*, 384, 444-447.

de Grandpré, J., J.W. Sandilands, J.C. McConnell, S. R. Beagley, P. Croteau, and M. Y. Danilin, 1977. Chemistry in the Canadian Middle Atmosphere Climate Model. *Atmos.-Ocean*, à venir.

Farman, J.C., B.G. Gardiner, and J.D. Shanklin, 1985. Large losses of ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature*, **315**, 207–210.

Fisher, M., and D.J. Lary, 1995. Lagrangian four-dimensional variational data assimilation of chemical species. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **121**, 1681–1704.

Fomichev, V.I., and J-P. Blanchet, 1995. Development of the new CCC/GCM long-wave radiation model for extension into the middle atmosphere, *Atmos.-Ocean*, **33**, 513-529.

Hansen, J., A. Lacis, R. Ruedy, and M. Sato, 1992. Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 215–218.

Hines, C.O., 1997. Doppler-spread parameterization of gravity-wave momentum deposition in the middle atmosphere. Part I: Basic formulation. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 59, 371-386.

Hofmann, D.J., and S. Solomon, 1989. Ozone destruction through heterogeneous chemistry following the eruption of El Chichon. *J. Geophys. Res.*, **94**, 5029–5041.

Holton, J.R., P.H. Haynes, M.E. McIntyre, A.R. Douglass, R.B. Rood, and L. Pfister, 1995. Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, **33**, 404–439.

Jackman, C.H., E.L. Fleming, S. Chandra, D.B. Considine, and J.E. Rosenfield, 1996. Past, present and future modeled ozone trends with comparisons to observed trends. *J. Geophys. Res.*, **101**, 28753–28767.

Jiang, J.H., S.R. Beagley, J.C. McConnell, J. de Grandpré, W.F.J. Evans, and H.W. Barker, 1997. A simulation of Pinatubo aerosol climate effects using the Canadian Climate Centre GCM II. Document de travail. Dept. Of Earth and Atmospheric Science, York University, Toronto.

Knudsen, B.M., 1996. Accuracy of Arctic stratospheric temperature analyses and the implications for the prediction of polar stratospheric clouds. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3747–3750.

Koop, T., and K.S. Carslaw, 1996. Melting of $H_2SO_4\Sigma4H_2O$ particles upon cooling: implications for polar stratospheric clouds. *Science*, 272, 1638-1641.

Lary, D.J., Gas phase atmospheric bromine photochemistry. *J. Geophys. Res.*, **101**, 1505–1516.

Lary, D.J., M.P. Chipperfield, R. Toumi, T.M. Tenton, 1996. Heterogeneous atmospheric bromine chemistry. *J. Geophys. Res.*, **101**, 1489–1504.

Lean, J., 1989. Contribution of UV irradiance variations to changes in the Sun's total irradiance. *Nature*, **244**, 197–200.

Lelieveld, J.,B. Bregman, F. Arnold, V. Burger, P.J. Crutzen, H. Fischer, A. Waibel, P. Siegmund, and P.F.J. van Velthoven, 1997. Chemical perturbation of the lowermost stratosphere through exchange with the troposphere. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 603-606.

Lopez-Valverde, M.A., M. Lopez-Puertas, J.J. Remedios, C.D. Rogers, F.W. Taylor, E.C. Zipf, and P.W. Erdman, 1996. Validation of measurements of carbon monoxide from the improved stratospheric and mesospheric sounder. *J. Geophys. Res.*, **101**, 9929–9955.

McFarlane, N.A., G.J. Boer, J-P. Blanchet, and M. Lazare, 1992. The Canadian Climate Centre second generation GCM and its equilibrium climate. *J. Clim.*, **5**, 1013-1044.

Medvedev, A.S., and G.P. Klaassen, 1995. Vertical evolution of gravity wave spectra and the parameterization of associated wave drag. *J. Geophys. Res.*, **100**, 25841-25853.

Michelsen, H.A., R.J. Salawitch, M.R. Gunson, C. Aellig, N. Kampfer, M.M. Abbas, M.C. Abrams *et al.*, 1996. Stratospheric chlorine partitioning: constraints from shuttle-borne measurement of [HCl], [$ClNO_3$], and [ClO]. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2361–2364.

Molina, L.T., and M.J. Molina, 1987. Production of Cl_2O_2 from the self-reaction of the ClO radical. *J. Phys. Chem.*, 91, 433-436.

Mote, P.W., K.H. Rosenkof, M.E. McIntyre, E.S. Carr, J.C. Gille, J.R. Holton, J.S. Kinnersley, H.C. Pumphrey, J.M. Russell III, and J.W. Waters, 1996. An atmospheric tape recorder: the imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor. *J. Geophys. Res.*, 101, 3989-4006.

Osterman, G. B., R.J. Salawitch, G.C. Toon, R.A. Stachnik, H.M. Pickett, J.J. Margitan, J.-F. Blavier, and D.B. Peterson, 1997. Balloon-borne measurements of stratospheric radicals and their precursors: implications for the production and loss of ozone, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1107–1110.

Pawson, S., and B. Naujokat, 1997. Trends in daily wintertime temperatures in the northern stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 575–578.

Pullen, S., and R. L. Jones, 1997. Accuracy of temperature from UKMO analyses of 1994/95 in the Arctic winter stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 845–848.

Ramaswamy, V., M.D. Schwarzkopf, and W.J. Randel, 1996. Fingerprint of ozone depletion in the spatial and temporal pattern of recent lower-stratospheric cooling. *Nature*, **382**, 616–618.

Rasch, P.J., B.A. Boville, and G.P. Brasseur, 1995. A three-dimensional General Circulation Model with coupled chemistry for the middle atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **100**, 9041–9071.

Salawitch, R.J., S. Wofsy, P. Wennberg, R. Cohen, J. Anderson, D. Fahey, R. Gao *et. al.*, 1994. The distribution of hydrogen, nitrogen, and chlorine radicals: implications for the heterogeneous production of HNO_2. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2551–2554.

Sandilands, J.W., L. Neary, J.W. Kaminski, H. Ritchie, and J.C. McConnell, 1996. Developing an interactive chemistry solver for inclusion with SEF, the Canadian global weather forecast model. Mémoire présenté au 30e congrès de la SCMO, Toronto, 26–31 mai 1996.

Schoeberl, M.R., A.E. Roche, J.M. Russell III, D. Ortland, P.B. Hays, and J.W. Waters, 1997. An estimation of the dynamical isolation of the tropical lower stratosphere using UARS wind and trace gas observations of the quasibiennal oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 53–56.

Shepherd, T.G., 1995. The Canadian MAM project. *CMOS Bull.*, **23**, 3–12.

Stolarski, R.S., and H.L. Wesoky (dir.), 1995.*The atmospheric effects of stratospheric aircraft: a fourth program report.* NASA reference publication 1359. Washington: National Aeronautics and Space Administration.

Tarasick, D.W., G. Brunet, R. Daley, P. Gautier, and W.E. Ward, 1966. A Canadian Middle Atmosphere Initiative. XVIII Quadrennial Ozone Symposium, L'Aquila, Italy, 12–21 September 1996.

Thompson, A.M., R.R. Friedl, and H.L. Wesoky (dir.), 1996. *Atmospheric effects of aviation: first report of the subsonic assessment program.* NASA Reference publication 1385. Washington: National Aeronautics and Space Administration.

Tie, X., G. Brasseur, B. Briegleb, and C. Granier, 1994. Two-dimensional simulation of Pinatubo aerosol and its effect on stratospheric ozone. *J. Geophys. Res.*, **99**, 20545–20562.

Tolbert, M.A., 1996. Polar clouds and sulfate aerosols. *Science*, **272**, 1597.

Volk, C.M., J.W. Elkins, D.W. Fahey, R.J. Salawitch, G.S. Dutton, J.M. Gilligan, M.H. Proffit, M. Lowenstein, J.R. Podolske, K. Minschwaner, J.J. Margitan, and K.R Chan, 1996. Quantifying transport between the tropical and midlatitude lower stratosphere. *Science*, **272**, 1763–1768.

Yung, Y.L., J.P. Pinto, R.T. Watson, and S.P. Sander, 1980. Atmospheric bromine and ozone perturbations in the lower stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 339–353.

CHAPITRE 4

INFLUENCE DE L'OZONE ET D'AUTRES FACTEURS SUR LE RAYONNEMENT À LA SURFACE

4.1 INTRODUCTION

L'ozone doit son importance à ses interactions avec le rayonnement solaire et le rayonnement thermique émis par l'atmosphère et la surface terrestre. L'absorption partielle par l'ozone atténue le rayonnement UV solaire qui atteint la surface. L'accroissement de l'exposition à ce rayonnement, en particulier le rayonnement UVB, peut être néfaste pour les organismes vivants. Le présent chapitre porte principalement sur l'absorption par l'ozone et l'influence d'autres facteurs variables sur le rayonnement UV.

L'ozone est la principale source de réchauffement radiatif dans la stratosphère : il absorbe le rayonnement solaire dans les gammes de longueurs d'onde UV et de 550 à 650 nm. En outre, comme il est un gaz à effet de serre au même titre que le dioxyde de carbone et la vapeur d'eau, les augmentations de sa concentration dans la troposphère observées au cours du présent siècle ont eu pour effet de réchauffer la planète. Par ailleurs, la réduction de la quantité d'ozone stratosphérique a vraisemblablement contrebalancé en partie le réchauffement causé par les hausses des concentrations d'autres gaz à effet de serre depuis une vingtaine d'années. Ces importantes influences de l'ozone, qui sont examinées en détail dans les programmes d'évaluation de l'OMM/PNUE et du GIEC (Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat) [OMM, 1991, 1994; GIEC, 1990, 1994, 1995], ne seront pas traitées en détail dans ces pages. De plus, des substances destructrices d'ozone, particulièrement les CFC, sont de puissants gaz à effet de serre à cause de leur capacité d'absorption aux longueurs d'onde de l'infrarouge thermique, où il se produit peu d'absorption par d'autres constituants atmosphériques. Ces régions, situées entre 8 et 13 mm environ, sont appelées les fenêtres infrarouges atmosphériques. Selon différents systèmes de comparaison, on estime que le CFC-11 et le CFC-12 sont de 2 000 à 4 000 fois plus efficaces que le dioxyde de carbone en tant qu'agents de réchauffement du globe. Il est question à la section 4.3 de mesures effectuées à partir du sol du rayonnement émis par plusieurs gaz destructeurs d'ozone.

Les effets du rayonnement ultraviolet sur les êtres humains peuvent être atténués dans une certaine mesure par des changements de comportement. Ce chapitre se termine donc par l'examen de deux programmes mis sur pied au Canada, Info-Ozone et le programme de l'indice UV, qui visent à sensibiliser la population à l'appauvrissement de la couche d'ozone et à l'importance de se protéger contre le rayonnement UV.

4.1.1 Introduction à l'ozone et au rayonnement UV

L'ozone absorbe tellement le rayonnement dans la gamme des rayons UVC (aux longueurs d'onde inférieures à 280 nm) que ceux-ci n'atteignent pas la surface de la Terre. À mesure que la longueur d'onde augmente, dans la gamme des rayons UVB (de 280 à 315 nm) et celle des rayons UVA (de 315 à 400 nm), le pouvoir d'absorption de l'ozone diminue, à tel point qu'à environ 340 nm, il est impossible de le mesurer. La figure 4.1 présente plusieurs spectres, dont le spectre du rayonnement solaire mesuré au-dessus de l'atmosphère (A). Les fractions de l'énergie solaire au delà de l'atmosphère qui de situent dans les gammes des rayons UVB et UVA s'élèvent respectivement à environ 1,5 et 7 %. Cette figure présente également les spectres mesurés au sol, vers la mi-journée, pendant deux jours de la mi-juin où le ciel était très clair. (Ces deux spectres, qui correspondent aux courbes B et C, sont quasi identiques.) La courbe D résulte du calcul effectué à partir du spectre de la région extraterrestre (A) et de l'absorption par la quantité moyenne d'ozone mesurée pendant les deux jours. Cette courbe est au-dessus des spectres des quantités mesurées au sol, auxquelles elle est pratiquement identique. On pourrait conclure que, pour les deux jours où l'on a effectué les mesures, les spectres des quantités mesurées au sol résultent

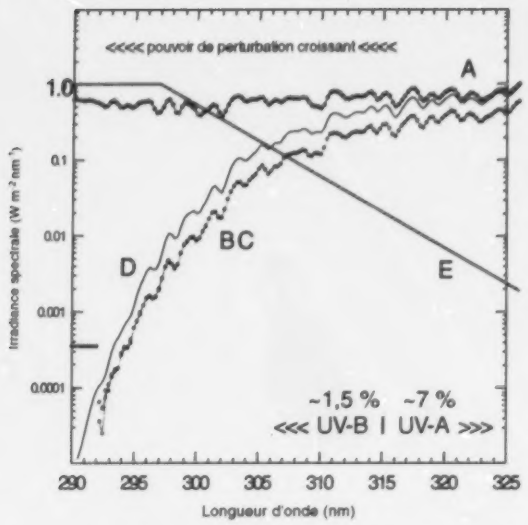


Figure 4.1. Spectre solaire au-dessus de l'atmosphère (A) et au niveau du sol (B, C), absorption par l'ozone (D) et érythème solaire (E)

en majeure partie de l'absorption par l'ozone, compte tenu d'une atténuation supplémentaire relativement constante d'environ 40 % attribuable aux molécules d'air et aux aérosols de fond.

Les spectres de la figure 4.1 illustrent donc le cas le plus simple, dans lequel l'ozone détermine l'intensité du rayonnement ultraviolet solaire UV à la surface du globe. En général, l'intensité du rayonnement UV varie considérablement en fonction des fluctuations de la nébulosité, de l'albédo du sol et des concentrations d'aérosols et d'autres constituants atmosphériques. Dans la perspective de conséquences biologiques possibles, l'effet d'une modification de l'environnement UV liée à l'ozone dépend selon toute vraisemblance de l'ampleur de cette modification par rapport à l'échelle normale des variations naturelles. Dès lors, il convient d'étudier plus en profondeur la variabilité du rayonnement et ses causes.

Les variations du rayonnement UV peuvent être exprimées de différentes façons, et le choix de l'approche convenant le mieux pour un effet biologique déterminé pose souvent un problème complexe. On peut ainsi mesurer l'irradiation UV totale reçue dans une région particulière pendant l'été. Au-dessus de Toronto, par exemple, comme on le verra plus loin dans ce chapitre, les fluctuations de l'irradiation totale pendant l'été à 300 nm, au cours des dix dernières années, se comparent à la variabilité interannuelle typique et concordent avec la variation observée des quantités d'ozone. Les auteurs d'une étude statistique reposant sur des données satellitaires [Lubin et Jensen, 1995] arrivent au même résultat pour ce qui touche l'irradiation pondérée en fonction de l'effet érythém ateux (c.-à-d. le rayonnement nécessaire pour produire une rougeur de la peau) pendant les vingt dernières années, en juillet, dans le sud du Canada. Le recours à des valeurs mensuelles ou saisonnières de l'irradiation comme dans ces deux cas est une solution commode, mais pas nécessairement appropriée par rapport à un effet biologique donné, car certains effets peuvent être davantage liés au rayonnement UV maximum mesuré au début de la période de croissance. Toutefois, il existe encore peu ou pas de statistiques sur le rayonnement ultraviolet maximum ni d'autres statistiques connexes dans la documentation scientifique.

Le même genre de question se pose quant aux longueurs d'onde à prendre en considération. Les spectres d'action, dont il est question au chapitre 5, indiquent les variations des effets sur une gamme de longueurs d'onde. Un tel spectre, pour un effet biologique particulier, exprime l'efficacité du rayonnement à chaque longueur d'onde sous la forme d'une fraction de l'efficacité à une longueur d'onde étalon, par exemple 298 nm dans le cas du spectre des effets érythémateux de la Commission internationale de l'éclairage (CIE). En principe, l'intégration de la longueur d'onde du produit d'un spectre d'irradiance au spectre d'action indique la capacité de ce spectre à produire l'effet considéré. Pour que cette intégration soit valide, l'effet doit répondre à deux exigences : d'abord l'additivité des effets à différentes longueurs d'onde et ensuite la réciprocité, à savoir que l'effet doit dépendre de la dose (irradiation) plutôt que du débit de la dose (irradiance). Ces deux exigences sont probablement remplies dans le cas d'un effet relativement simple comme le rougissement de la peau, mais il n'y a pas de raison de croire qu'elles le sont dans le cas d'autres effets plus complexes. Dans ce chapitre, seul le spectre d'action de la CIE est illustré (courbe E dans la figure 4.1. Dans une gamme assez large de conditions atmosphériques, une diminution de 1,0 % de la concentration d'ozone fait augmenter d'environ 1,2 % la valeur de l'irradiance pondérée en fonction du spectre de la CIE. Le rapport 1.2 est appelé facteur d'amplification radiométrique (FAR) du spectre de la CIE. Des spectres d'action établis récemment au sujet des dommages causés aux plantes [Quaite *et al.*, 1992] et de l'induction de l'épithélioma à cellules squameuses chez des souris [deGruijl et van der Leun, 1994] ont aussi des FAR proches de 1.2, la gamme des FAR déjà établis est comprise entre 0,2 et 4,0 [Madronich, 1992].

4.2 Liens de dépendance des variations du rayonnement UV envers les quantités d'ozone, de dioxyde de soufre, de nuages, d'aérosols et de neige

De nombreuses indications portent à croire que la diminution de l'ozone total aux latitudes moyennes dans l'hémisphère Nord a été accompagnée d'une hausse de l'irradiance UV solaire à la surface du globe [Kerr et McElroy, 1993; Zerefos *et al.*, 1995]. Toutefois, l'irradiance UV dépend de nombreuses autres variables, telles que l'état des nuages, l'albédo, les concentrations atmosphériques d'aérosols et le degré de

pollution, qui compliquent la mesure des effets de l'appauvrissement de l'ozone sur celle-ci. L'établissement d'un lien direct entre l'ozone et l'irradiance UV et la séparation de la composante de l'irradiance liée à l'ozone des autres composantes permettent de mieux comprendre les causes des variations du rayonnement UV. Les paragraphes qui suivent présentent certaines des méthodes qu'on emploie pour quantifier ce lien.

Nombre d'études [p. ex., Frederick *et al.*, 1993; Eck *et al.*, 1995; Bojkov *et al.*, 1995] révèlent qu'on peut estimer l'irradiance UV à partir des données sur l'ozone total. On emploie les méthodes de Dobson et de Brewer pour appliquer le processus inverse, à savoir la dérivation des valeurs de l'ozone total à partir du rayonnement UV, quand on mesure l'ozone total à partir de mesures de radiance au moyen de visées zénithales. Toutefois, pour obtenir des résultats fiables, il faut disposer d'un ensemble de mesures parallèles à visée zénithale et à visée solaire directe [Komhyr, 1980, p. ex.]. Par ailleurs, Stamnes *et al.* [1991] ont suggéré d'utiliser un modèle de transfert radiatif pour dériver les valeurs de l'ozone total de mesures de l'irradiance horizontale à deux longueurs d'onde : 305 et 340 nm.

On peut aussi dériver l'ozone total à partir de l'ensemble du spectre d'irradiance (de 290 à 325 nm) mesuré par le spectromètre de Brewer; inversement, on peut dériver ce spectre à partir des valeurs de l'ozone total [Fioletov *et al.*, 1997]. Un modèle statistique établissant le lien entre le spectre et la quantité d'ozone et mis au point à l'origine pour le contrôle de la qualité des données sur le spectre UV forme la base d'un nouvel algorithme qui sert à calculer la quantité d'ozone à partir du spectre d'irradiance. Cette technique s'est révélée un complément utile aux mesures à visée solaire directe et à visée zénithale.

On a utilisé les mesures de l'irradiance UV effectuées au moyen de spectrophotomètres de Brewer à sept stations (Toronto, Edmonton, Winnipeg, Sapporo, Tateno, Kagoshima et Naha) pendant la période 1989-1995 pour établir le modèle statistique. Des observations continues du rayonnement UV et des mesures parallèles de l'ozone total, par des sondes de Dobson ou de Brewer, sont effectuées à ces stations depuis quatre et sept ans respectivement. On peut obtenir toutes les données du Centre de données mondiales sur l'ozone et sur le rayonnement ultraviolet (WOUDC), situé à Toronto.

L'analyse statistique sur laquelle repose le modèle comporte deux parties. La première est une comparaison des valeurs d'irradiance à toutes les longueurs d'onde du spectre avec la valeur de l'irradiance à 324 nm, longueur d'onde à laquelle l'absorption par l'ozone est la plus faible (et est pratiquement négligeable). Cette analyse a pour principal objet de quantifier la dépendance envers l'ozone de l'irradiance UVB. La deuxième partie de l'analyse consiste en l'évaluation de l'irradiance absolue à 324 nm. La variation de l'irradiance à cette longueur d'onde ne dépend pas seulement de l'ozone.

On traite dans les sections suivantes de la dépendance de l'irradiance UV envers l'ozone et d'autres variables.

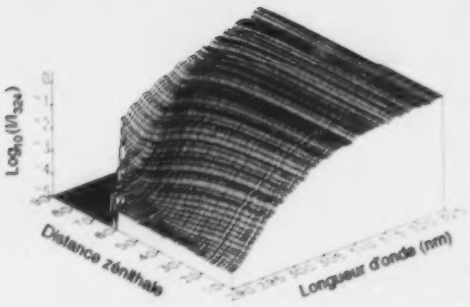


Figure 4.2. Logarithme du rapport entre l'irradiance UVB à la longueur d'onde λ et l'irradiance à 324 nm pour 300 dobsons d'ozone total en fonction de la distance zénithale et de la longueur d'onde

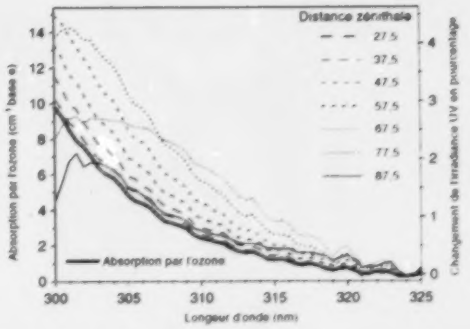


Figure 4.3. Sensibilité de l'irradiance UV à la quantité d'ozone total exprimée en pourcentage de variation par point de pourcentage de variation de l'ozone total (pour une quantité d'ozone total de 300 dobsons) en fonction de la longueur d'onde, à différentes distances zénithales. La ligne continue en gras représente le spectre d'absorption par l'ozone.

4.2.1 Dépendance envers l'ozone

La figure 4.2 indique la valeur du logarithme moyen du rapport entre l'irradiance solaire à la longueur d'onde λ et l'irradiance à 324 nm en fonction de la longueur d'onde et de la distance zénithale solaire pour 300 dobsons d'ozone total. Pour les longueurs d'onde comprises entre 305 et 315 nm, l'effet Umkehr [Götz, 1931] est clairement observable : le rapport en fonction de l'accroissement de la distance zénithale diminue jusqu'à une certaine valeur de cette distance puis augmente par la suite.

La comparaison de la surface présentée dans la figure 4.2 avec une autre surface représentant une autre valeur de l'ozone total permet de calculer la sensibilité de l'irradiance UV aux variations de la quantité d'ozone total en fonction de la longueur d'onde et de la distance zénithale solaire. Les sensibilités pour une variation de 1 % de cette quantité sont indiquées dans la figure 4.3.

Les graphiques a et b de la figure 4.4 montrent les spectres établis à partir de valeurs mesurées et de valeurs estimées, à des distances zénithales à peu près identiques et à une valeur de l'irradiance à 324 nm, mais pour des quantités d'ozone

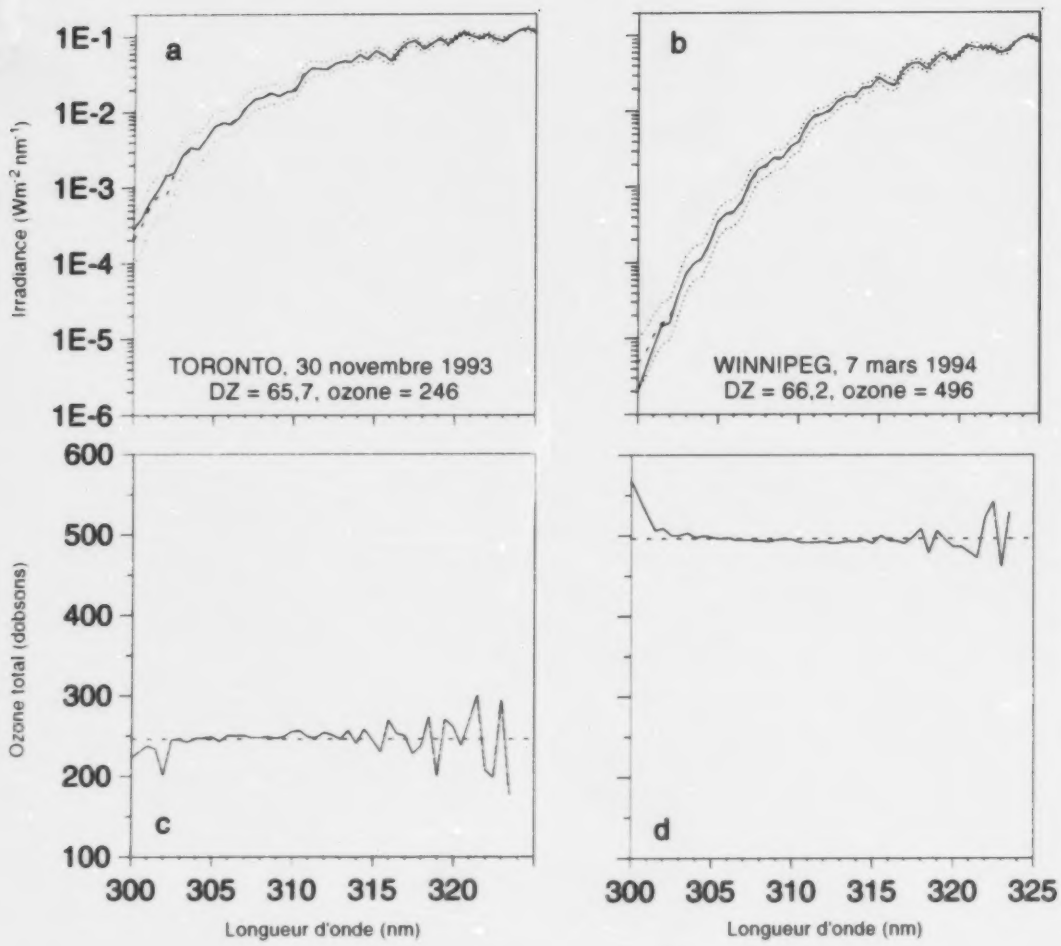


Figure 4.4. (a et b) : Exemples de deux spectres d'irradiance UV (lignes continues) établis à des distances zénithales (DZ) pratiquement identiques et à une valeur d'irradiance de 324 nm, mais pour des quantités d'ozone total différentes, estimés à partir de la figure 4.2 (lignes tiretées) et de l'enveloppe 3s. (lignes pointillées) (c et d) : Ozone total dérivé en fonction de la longueur d'onde pour les deux spectres en a) et b) respectivement. Les lignes tiretées représentent les valeurs de l'ozone total mesurées par visée solaire directe.

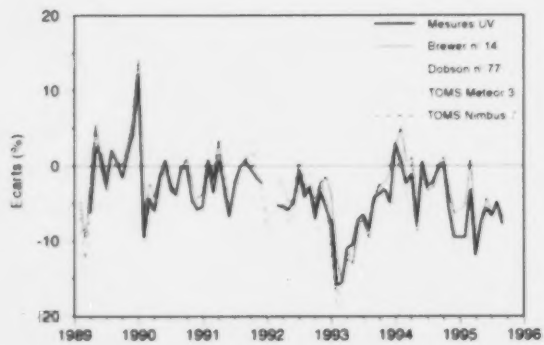


Figure 4.5. Écarts mensuels des quantités d'ozone total par rapport au niveau antérieur à 1989 à Toronto, d'après : des mesures par visée solaire directe au moyen du spectrophotomètre-Dobson n° 77 et de l'instrument de Brewer n° 14; des données recueillies par le TOMS Nimbus 7 et le TOMS Meteor 3; et des estimations dérivées de mesures UV effectuées par l'instrument de Brewer n° 14.

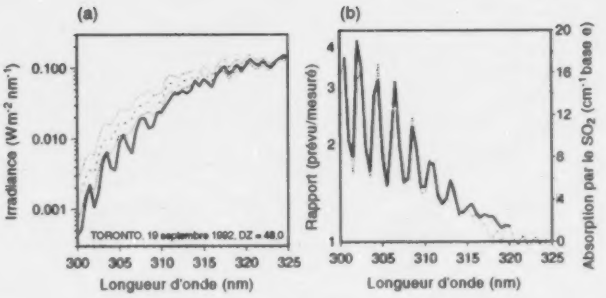


Figure 4.6. (a) Spectre d'irradiance mesurée (ligne continue) et spectre calculé à partir de la figure 4.2 (ligne tiretée) avec l'enveloppe 3s (lignes pointillées) pour le 19 septembre 1992 à Toronto. (b) Rapport entre l'irradiance estimée et l'irradiance mesurée (ligne pointillée) et spectre d'absorption par le SO_2 (ligne continue) de McGee et Burris [1987] à 210°K.

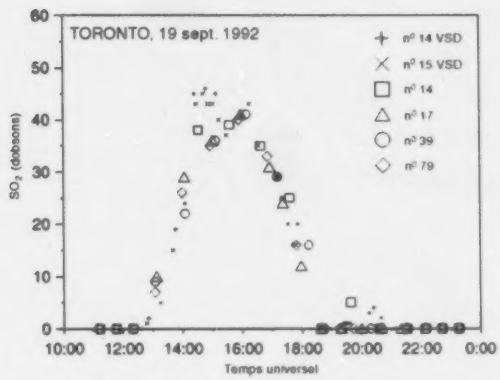


Figure 4.7. Contenu total de la colonne en dioxyde de soufre dérivé de mesures par visée solaire directe (VSD) (+ et x) et de spectres UV (carrés, triangles, cercles et losanges) pour le 19 septembre 1992, à Toronto. Les numéros d'instrument de Brewer sont indiqués dans la figure.

total (environ 250 et 500 dobsons respectivement) et des limites 3σ différentes. On peut utiliser le rapport de l'irradiance à n'importe quelle longueur d'onde comprise entre 300 et 323 nm et à l'irradiance à 324 nm pour dériver la valeur de l'ozone total. Les graphiques c et d de la figure 4.4 présentent la valeur de l'ozone total déduite en fonction de la longueur d'onde. L'exactitude de la déduction dépend de la distance zénithale et de la longueur d'onde.

La quantité d'ozone total a été calculée à partir de spectres UV qui ont été établis à partir des mesures effectuées à Toronto depuis 1989. La figure 4.5 présente les écarts mensuels moyens par rapport aux valeurs antérieures à 1989 pour les spectres UV modélisés comparés à ceux établis à partir des mesures à visée solaire directe au moyen de sondes de Brewer et de Dobson et des mesures satellitaires. On observe généralement un très bonne concordance entre les mesures de tous les types.

4.2.2 Dépendance envers le SO_2

À l'occasion, les spectres UV établis à partir de mesures diffèrent considérablement des spectres établis par le modèle statistique. La figure 4.6 (a) en fournit un exemple, soit celui du 19 septembre 1992 à Toronto, au moment où le panache produit par l'éruption volcanique du mont Spurr, en Alaska, survolait la ville [Krueger *et al.*, 1995]. La plupart des valeurs du spectre tiré des valeurs mesurées se trouvent à l'extérieur de l'enveloppe 3σ, et l'écart dépasse 6σ à certaines longueurs d'onde. On a déterminé que la cause de ces écarts était le SO_2 atmosphérique, qui comporte des bandes de forte absorption dans la région spectrale des UVB au niveau de résolution de la sonde de Brewer, comme l'indique le graphique (b) de la figure 4.6. Le rapport entre les spectres prévus et les spectres issus des valeurs mesurées est également présenté. Pour certaines longueurs d'onde, l'irradiance mesurée était trois fois moins élevée que prévu. Toutefois, les caractéristiques de ce rapport reproduisent le spectre d'absorption par le SO_2. Le calcul de la quantité d'ozone à partir de ce spectre débouche sur une surestimation de 50 à 100 dobsons de la quantité d'ozone selon la longueur d'onde. La quantité de SO_2 nécessaire pour que le degré d'absorption indiqué dans la figure 4.6 soit observé s'élève à environ 50 dobsons.

La figure 4.7 présente les quantités de SO_2 déduites des spectres UV et des mesures du SO_2 par visée solaire directe le 19 septembre 1992 à Toronto. Les deux méthodes révèlent la même distribution des variations des quantités de SO_2, et l'écart entre les valeurs obtenues par la méthode de la visée solaire directe et des spectres UV globaux est inférieur à 20 % pour le moment où l'on a observé les quantités maximales de SO_2.

Le tableau 4.1 présente un sommaire des jours où les quantités de SO_2 étaient supérieures à 10 et à 20 dobsons. Seuls les jours où l'on a mesuré à au moins deux reprises des quantités supérieures à ces seuils sont indiqués. Les fortes quantités de SO_2 enregistrées au-dessus de Kagoshima sont attribuables aux éruptions volcaniques du mon Sakurajima, situé non loin de là; il en sera question plus loin. Dans l'ensemble des autres stations, on n'a observé qu'une fois des quantités supérieures à 20 dobsons, soit à Toronto, au moment où le panache produit par l'éruption du mont Spurr passait au-dessus de la ville. On a observé des valeurs comprises entre 10 et 20 dobsons moins de 1 % des journées indiquées; dans la plupart des cas, celles-ci étaient causées par la pollution. Comme les quantités de SO_2 situées dans la gamme de 10 à 20 dobsons ne réduisent l'irradiance UV pondérée en fonction de l'effet érythémateux que de quelques points de pourcentage, l'effet global de l'absorption du rayonnement solaire par le SO_2 sur la climatologie de l'irradiance UV est vraisemblablement négligeable à toutes les stations, sauf à Kagoshima.

Le nombre relativement élevé d'observations de quantités de SO_2 supérieures à 10 dobsons à Toronto peut être expliqué par la présence de sources de pollution locales. En outre, la

Tableau 4.1 : Mesure de fortes quantités de SO_2 - Liste des stations, périodes de mesure et nombre de jours

Station	Période de mesures	Latitude	Longitude	Nbre de jours où le SO_2 ≥10 dobsons (≥20 dobsons)	% du nbre total de jours où l'on a mesuré le rayonnement UV
Kagoshima	1991-1995	32°N	131°E	236 (125)*	13,04 (6,92)*
Toronto	1989-1995	44°N	79°W	26 (1)	1,08 (0,04)
Montréal	1993-1995	50°N	74°W	3 (0)	0,32 (0,00)
Saturna	1991-1995	49°N	123°W	5 (0)	0,28 (0,00)
Naha	1991-1995	26°N	128°E	2 (0)	0,11 (0,00)
Churchill	1992-1995	58°N	94°W	1 (0)	0,09 (0,00)
Winnipeg	1992-1995	50°N	97°W	1 (0)	0,08 (0,00)
Edmonton	1992-1995	54°N	114°W	1 (0)	0,08 (0,00)
Saskatoon	1990-1995	52°N	107°W	1 (0)	0,05 (0,00)
Sapporo	1991-1995	43°N	141°E	0 (0)	0,00 (0,00)
Tateno	1991-1995	36°N	140°E	0 (0)	0,00 (0,00)
Halifax	1992-1995	45°N	64°W	0 (0)	0,00 (0,00)
Regina	1994-1995	50°N	105°W	0 (0)	0,00 (0,00)

** Le nombre de jours où l'on a mesuré des quantités de SO_2 supérieures à 20 dobsons et le pourcentage de ceux-ci par rapport au nombre total de jours d'observation sont indiqués entre parenthèses.*

grande fréquence des échantillonnages (jusqu'à cinq par heure) effectués à cet endroit fait en sorte qu'on peut y enregistrer les augmentations sur de courtes périodes des quantités de SO_2.

Les fortes quantités de SO_2 décelées au-dessus de Kagoshima sont attribuables à l'éruption du mont Sakurajima, un des quelques volcans actifs du Japon, qui se trouve à 10 km au sud-est de la station. Les quantités mesurées à cet endroit peuvent réduire considérablement le degré de rayonnement ultraviolet à action biologique. Pour une quantité de SO_2 égale à 50 dobsons, l'énergie du spectre UV pondéré en fonction de l'effet érythémateux est inférieure d'environ 25 % à celle correspondant à la même atmosphère sans SO_2. Pendant la période de cinq ans examinée, des quantités de SO_2 d'au moins 50 dobsons ont été mesurées en 65 occasions. D'autres constituants des panaches d'éruption volcanique, notamment les aérosols et la poussière, réduisent aussi l'irradiance UV.

On peut estimer l'effet à long terme de l'absorption par le SO_2 sur la climatologie UV à la surface en multipliant le nombre de jours d'observation de grandes quantités de SO_2 par la réduction de l'irradiance UV attribuable au SO_2. Dans le cas de Kagoshima, cette réduction oscille entre 1 et 2 % environ. Toutefois, l'effet global du volcan sur l'irradiance UV est vraisemblablement plus important, car d'autres constituants des panaches d'éruption volcanique absorbent et diffusent le rayonnement solaire. Cet effet serait au moins deux fois plus grand si la station était située sur la trajectoire des vents dominants en aval du volcan. Or, comme aucune autre station du Japon n'a mesuré des quantités de SO_2 supérieures à 20 dobsons, il est probable que les effets du volcan ne sont pas généralisés.

4.2.3 Dépendance envers les nuages

On peut étudier les effets des nuages sur le rayonnement UVB d'abord en étudiant leurs effets sur les mesures de l'irradiance effectuées à 324 nm, longueur d'onde à laquelle l'influence de l'absorption par l'ozone ou le SO_2 n'est pas marquante. Les graphiques a et b de la figure 4.8 indiquent le logarithme de l'irradiance UV normalisée à la valeur d'irradiance correspondant à 324 nm en fonction de la longueur d'onde et de l'heure de la journée pour les 6 et 7 mai 1992 (graphiques d et b respectivement). Les quantités d'ozone étaient à peu près identiques les deux jours, mais pas la couverture nuageuse. Les graphiques a et c de la figure 4.8, qui indiquent l'irradiance absolue pour les deux mêmes jours, révèlent une importante baisse de l'irradiance l'après-midi du 6 mai. Les variations de l'irradiance décelées le 6 mai sont attribuables aux variations de la nébulosité. Cependant, comme l'indiquent les graphiques b et d de la figure 4.8, les rapports présentent le même comportement les deux jours, ce qui montre que les effets des nuages sur l'irradiance globale sont à peu près les mêmes à toutes les longueurs d'onde dans la région des rayons UVB.

La plupart du temps, la présence de nuages ne nuit pas à la mesure de l'ozone total, car ceux-ci n'exercent pratiquement aucune influence sur la forme des spectres normalisés (graphiques b et d de la figure 4.8). Toutefois, les cumulonimbus à forte extension verticale influent grandement sur la forme de ces spectres. Le graphique f de la figure 4.8 présente les spectres normalisés pour le 2 mai 1992, jour où le passage d'orages a fait chuter les valeurs de l'irradiance à 324 nm jusqu'à environ 1 % des valeurs mesurées par temps clair. Les calculs effectués en présence d'orages indiquent de très

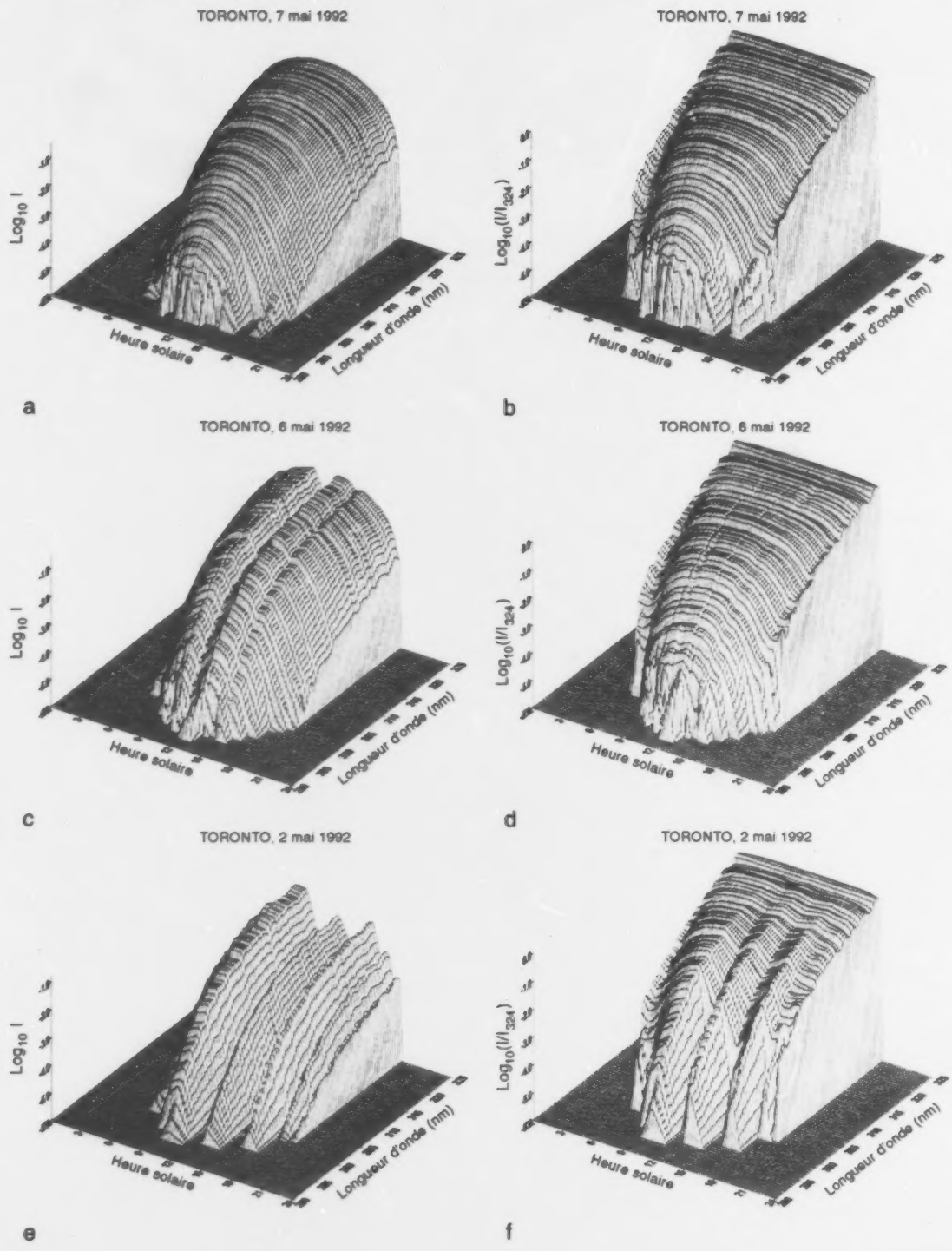


Figure 4.8. Logarithme de l'irradiance UV (a, c, e) et logarithme de l'irradiance UV normalisée à la valeur d'irradiance correspondant à 324 nm (b, d, f) en fonction de la longueur d'onde et de l'heure du jour pour les 2, 6 et 7 mai 1992.

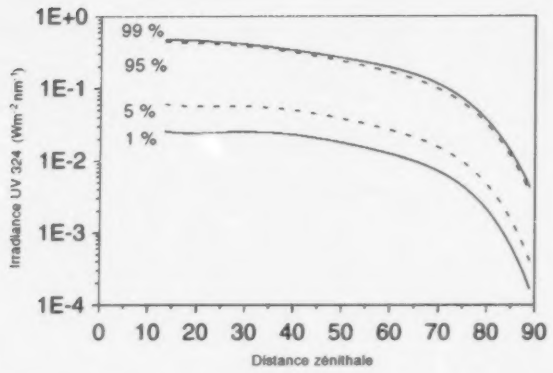


Figure 4.9. Percentiles de la distribution de l'irradiance UV à 324 nm en fonction de la distance zénithale (la courbe de 1 % du premier percentile signifie que 1 % des valeurs mesurées sont inférieures à celles représentées par cette courbe).

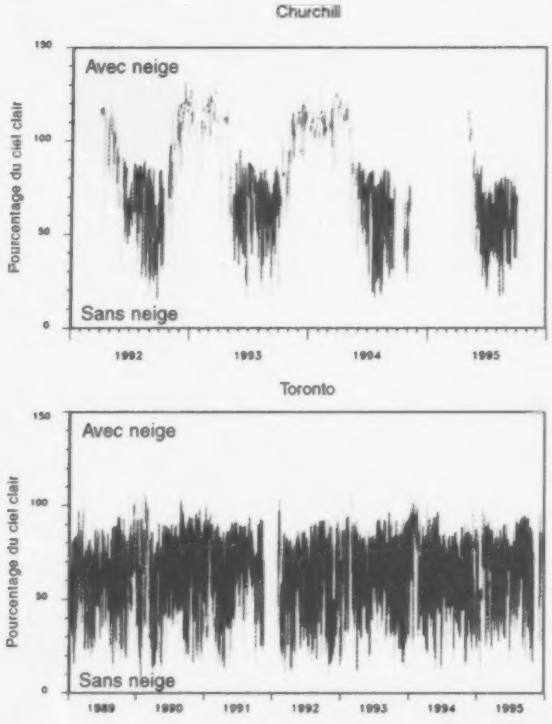


Figure 4.10. Moyennes de l'irradiance UV ajustée moyenne quotidienne à 324 nm pour des jours avec et sans neige au sol à Churchill (60 °N) et à Toronto (44 °N)

grandes quantités d'ozone (jusqu'à 1 000 dobsons). Ces effets, déjà signalés par Brewer et Kerr [1973], sont probablement causés par de très longues distances optiques de mesure attribuables à la forte diffusion dans les nuages.

La valeur absolue de l'irradiance à 324 nm fournit de l'information sur la nébulosité. La figure 4.9 indique les percentiles de l'irradiance à cette longueur d'onde en fonction de la distance zénithale dérivés de données provenant de sept stations. On peut comparer les valeurs mesurées de l'irradiance à 324 nm avec les courbes de la figure 4.9 pour estimer l'épaisseur de la couverture de nuages. Ainsi, les valeurs situées au-delà du 95^{e} percentile seraient considérées comme des mesures effectuées par temps clair, alors que les mesures inférieures au 5^{e} percentile, comme des mesures effectuées en présence d'une importante masse de nuages de convection. Eu égard aux valeurs d'irradiance absolues, le niveau du 5^{e} percentile correspond à 12 à 15 % de l'irradiance à 324 nm par temps clair. Les valeurs de l'irradiance à 324 nm inférieures au 1er percentile sont probablement obtenues en présence de cumulonimbus à forte extension verticale.

4.2.4 Dépendance envers d'autres variables

L'irradiance UV dépend de l'albédo de la surface, et la neige au sol est le principal facteur influant sur ce dernier dans la région des UV. Pour estimer l'effet de la neige sur l'irradiance UV, on a divisé toutes les observations effectuées par temps clair au Canada avec la sonde de Brewer en deux groupes, à savoir les observations effectuées avec ou sans présence de neige au sol. On a retenu seulement les données recueillies quand aucun nuage n'était signalé par les stations météorologiques voisines. L'irradiance à 324 nm a servi d'indicateur du signal UV. On a supprimé l'effet de la distance zénithale en divisant les valeurs de l'irradiance UV à 324 nm par la valeur correspondant au 95^{e} percentile (voir la figure 4.9) à la distance zénithale correspondante. La moyenne quotidienne de ces valeurs représente un niveau relatif d'irradiance UV ajusté en fonction de la distance zénithale; elle est appelée " irradiance UV à 324 nm ajustée ".

Le tableau 4.2 résume les moyennes de l'irradiance UV à 324 nm ajustée pour les jours de temps clair avec et sans neige au sol pour sept stations du Canada utilisant une sonde de Brewer. L'analyse des données fait ressortir un résultat digne de mention, à savoir que, par temps clair et en l'absence de neige, l'irradiance UV à 324 nm ajustée est semblable à toutes les stations et que la neige produit des effets très différents selon la station, vraisemblablement à cause des variations du relief.

La figure 4.10 présente la moyenne quotidienne des valeurs de l'irradiance UV à 324 nm ajustée pour tous les jours à Churchill et à Toronto. Les jours avec neige (en bleu), les valeurs sont généralement supérieures à celles des jours sans neige (en rouge). La différence entre les valeurs est plus apparente à Churchill, où le relief plat est vraisemblablement " plus blanc " qu'à Toronto, en milieu urbain.

La présence d'aérosols dans l'atmosphère influe sur l'irradiance UV globale au sol. Kerr [1997] a utilisé des données recueillies par temps clair sur une période de trois ans (1989–1991) à Toronto pour quantifier l'effet des aérosols sur l'irradiance UVB. Les variations de l'irradiance mesurées au moyen de la sonde de Brewer ont été comparées avec les mesures de l'épaisseur optique des aérosols à des longueurs d'onde de la région des UVB effectuées avec le même instrument. La comparaison a révélé que les aérosols réduisent l'irradiance globale d'environ 20 à 30 % de la réduction de l'irradiance directe. (Dès lors, si les aérosols devaient réduire l'irradiance directe de 10 %, l'irradiance globale serait réduite de 2 à 3 %.) Il existe une assez bonne concordance entre la réduction, qui dépend peu de la longueur d'onde, et les valeurs calculées par les modèles du transfert radiatif pour des aérosols non absorbants.

Tableau 4.2 : Moyennes de l'irradiance UV à 324 nm ajustée par temps clair avec et sans neige au sol

Station	Absence de neige	Présence de neige	Différence (% par rapport aux valeurs en l'absence de neige)
Resolute	82	111	35
Churchill	84	116	39
Edmonton	84	103	21
Winnipeg	87	111	27
Montréal	80	97	22
Halifax	86	93	8
Toronto	85	95	12

4.2.5 Modélisation de l'irradiance UV spectrale

On peut utiliser des modèles du transfert radiatif [Dave, 1964 et Stamnes *et al.*, 1988, par exemple] pour estimer l'irradiance UV spectrale à partir d'un certain nombre de paramètres mesurés, tels que l'ozone total, les aérosols et la nébulosité. Dans le cas des mesures effectuées par temps clair, les différences systématiques entre les mesures et les modèles sont généralement de l'ordre de plusieurs points de pourcentage [Mayer *et al.*, 1997]. Ces différences sont attribuables en majeure partie à des erreurs entachant les paramètres d'entrée des modèles, telle que la radiance extraterrestre, et aux incertitudes inhérentes à l'étalonnage absolu et à la caractérisation du spectroradiomètre [Mayer *et al.*, 1997]. Toutefois, l'écart entre certaines mesures et le rayonnement calculé par les modèles peut être beaucoup plus important. Selon Schwander *et al.* [1997], des erreurs typiques dans les paramètres d'entrée peuvent causer une incertitude de 10 à 20 % dans l'irradiance UV globale à 300 nm, incertitude qui peut atteindre 50 % à 290 nm. Si les quantités d'ozone et de SO_2 et les caractéristiques spectrales des aérosols sont déterminées dans des conditions réelles, les incertitudes propres aux paramètres d'entrée produisent une incertitude d'environ 5 % pour les intégrales spectrales de l'irradiance UV [Schwander *et al.*, 1997].

4.3 Variations de l'irradiance UV attribuables à l'appauvrissement de l'ozone

De nombreux chercheurs ont présenté des données sur l'ampleur de l'appauvrissement de l'ozone au cours des deux dernières décennies, données qui ont été résumées dans des rapports périodiques d'évaluation scientifique [OMM, 1991; OMM, 1994, par exemple]. Les données sur l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique au-dessus du Canada sont résumées dans le chapitre 1 du présent rapport. Les évaluations scientifiques quantifient les tendances à long terme des quantités d'ozone en fonction de la latitude et de l'époque de l'année et résument les indications qui établissent un lien entre celles-ci et l'accroissement des concentrations de chlore et de brome d'origine anthropique dans la stratosphère. Les valeurs des tendances à long terme sont basées sur les résultats d'analyses de mesures de l'ozone stratosphérique effectuées régulièrement à l'échelle du globe depuis près de quarante ans.

Il est plus difficile de quantifier les variations à long terme de l'irradiance UV à la surface de la Terre que de déceler les variations à long terme de la quantité d'ozone, car l'irradiance UV dépend de nombreuses variables. Bien que l'analyse des données spectrales permette de distinguer les variations attribuables à l'ozone de celles qui sont attribuables à d'autres causes (voir la section 4.1), ce n'est que relativement récemment (depuis la fin des années 1980) qu'on a mis au point des instruments pouvant effectuer des mesures régulières sur le terrain de l'irradiance UV spectrale avec suffisamment de précision et de constance à long terme.

4.3.1 Analyse des relevés d'irradiance UV

Les relevés de l'irradiance UV analysés en vue de déterminer les augmentations qui pourraient être attribuables à des réductions de la quantité d'ozone stratosphérique portent sur des périodes relativement courtes. Kerr et McElroy [1993, 1994] ont analysé les mesures intégrées de l'irradiance UV et de l'ozone total effectuées quotidiennement à Toronto de 1989 à 1993 et décelé d'importantes hausses de l'irradiance UV résultant de fortes chutes de la quantité d'ozone pendant cette période. Comme ils ont examiné les données recueillies chaque jour, les effets des nuages et d'autres variables interviennent dans l'analyse. La chute des quantités d'ozone s'est produite surtout en 1993, et elle était liée à l'éruption du mont Pinatubo, en juin 1991. Ces conditions très perturbées ont fourni l'occasion de quantifier les liens entre les variations de l'irradiance UV et celles de la quantité d'ozone et de montrer, grâce à la signature spectrale, que les premières étaient attribuables aux secondes. La figure 4.11 montre les rapports

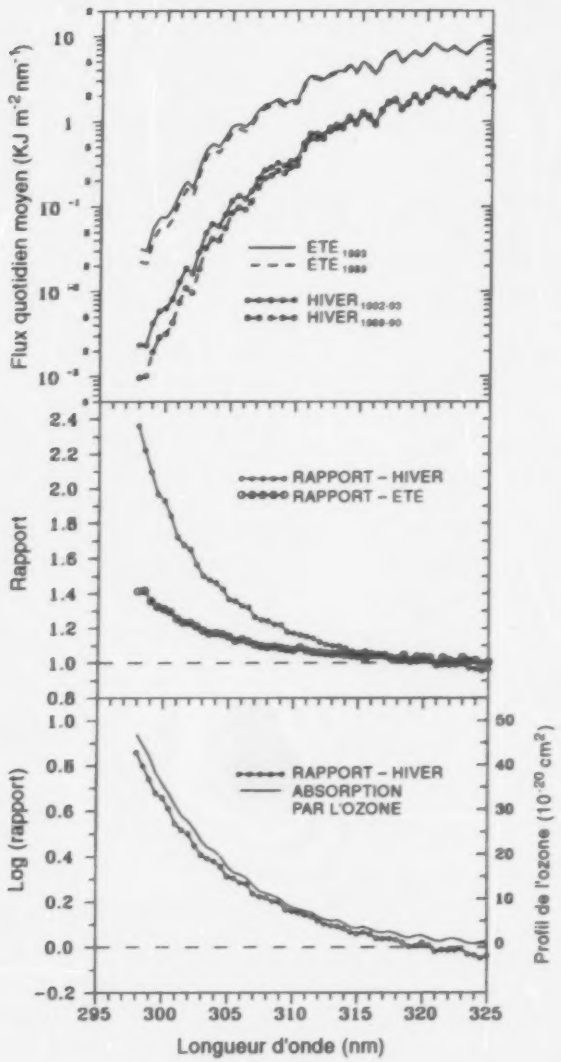


Figure 4.11. Impact de la faible quantité d'ozone au-dessus de Toronto en 1992 et en 1993 en comparaison des années antérieures. Le graphique du haut montre le flux de rayonnement UV quotidien moyen en fonction de la longueur d'onde pour les étés 1989 et 1993 et les hivers 1989-1990 et 1992-1993. Le graphique du milieu présente les rapports des flux pour l'été (1993 divisé par 1989) et l'hiver (1992-1993 divisé par 1989-1990). Le graphique du bas compare les changements observés en fonction de la longueur d'onde avec le spectre d'absorption par l'ozone. On utilise le logarithme du rapport pour les hivers parce que l'intensité du rayonnement UVB dépend de l'exposant du coefficient d'absorption de l'ozone. (OMM [1994])

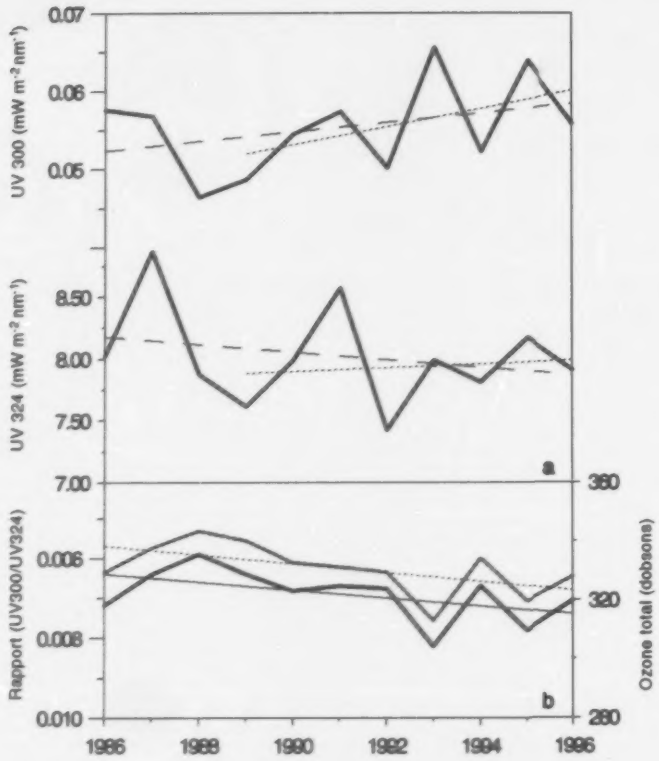


Figure 4.12. (a) Valeurs quotidiennes moyennes de l'irradiation en été à 300 nm (longueur d'onde où l'absorption par l'ozone est forte) et à 324 nm (où l'absorption par l'ozone est négligeable). (b) Rapport entre la valeur quotidienne moyenne intégrée de l'irradiance UV à 300 nm et à 324 nm pour les mois d'été (mai-août). La ligne pointillée représente l'ozone total moyen saisonnier. Les courbes de meilleur ajustement sont également présentées.

entre les données propres à une année où la quantité d'ozone était faible (1992-1993) et celles d'une année où elle était plus élevée (1989-1990) pendant l'été (de mai à août) et l'hiver (de décembre à mars) et compare ces rapports avec le spectre d'absorption de l'ozone. Les variations temporelles de l'irradiance UV indiquent clairement les caractéristiques d'absorption spectrale de l'ozone. Cette étude est importante, car elle montre qu'il est possible d'observer les caractéristiques de l'absorption à partir de données obtenues dans toutes sortes de conditions météorologiques.

L'analyse des données de Toronto a été étendue autant rétrospectivement (de 1989 à 1986) que prospectivement (de 1993 à 1997). Les données antérieures à 1989 ne sont pas aussi fiables que celles qu'on a recueillies de 1993 à 1997, car les mesures ont été effectuées dans une gamme de longueurs d'onde réduite (de 290 à 315 nm) et l'étalonnage absolu de l'instrument souffre d'une plus grande incertitude. Néanmoins, quand on analyse l'ensemble de données étendu (qui couvre maintenant 11 ans) pour déceler les variations à long terme, la relation entre les variations de l'irradiance UV et celles de l'ozone demeure très claire. Le graphique a de la

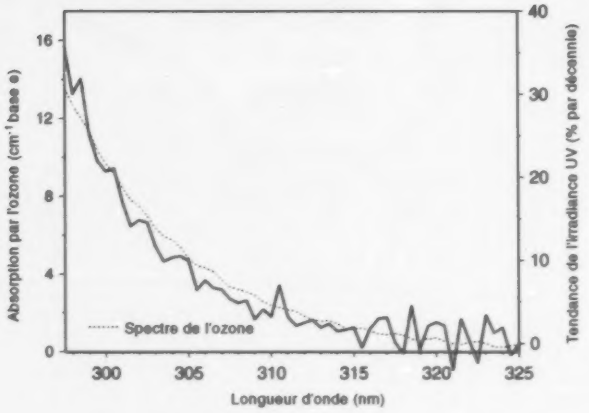


Figure 4.13. Tendance de l'irradiance UV pour la période mai-août à Toronto. La courbe de la tendance en fonction de la longueur d'onde pour les données de la période 1989-1996 représente des pourcentages par décennie par rapport au spectre d'absorption par l'ozone.

figure 4.12 présente les moyennes quotidiennes de l'irradiance à 300 nm (où l'absorption par l'ozone est forte) et à 324 nm (où l'absorption par l'ozone est négligeable). On a calculé les valeurs de l'irradiance UV dans la gamme de 315 à 325 nm avant 1989 à partir de données recueillies entre 290 et 315 nm et établi des corrélations très étroites, déterminées statistiquement, entre l'irradiance aux courtes longueurs d'onde et l'irradiance aux grandes longueurs d'onde. Le degré de précision des données indirectes sur l'irradiance à 324 nm est estimé à environ 5 % pour une occurrence ponctuelle et à environ 2 % pour les moyennes estivales avant 1989. Les deux ensembles de données ont été ajustés avec deux courbes de tendance, l'une pour 1986 et l'autre pour 1989. Les ajustements linéaires révèlent une tendance positive à 300 nm et une tendance presque nulle (depuis 1989) ou négative (depuis 1986) à 324 nm. La figure 4.13 montre la pente de la courbe de la tendance en fonction de la longueur d'onde propre aux données recueillies avant 1989 en pourcentages par décennie par rapport au spectre d'absorption par l'ozone.

Le graphique b de la figure 4.12 indique le rapport entre l'irradiance UV à 300 nm et l'irradiance à 324 nm (selon une échelle décroissante) ainsi que la valeur moyenne de l'ozone total en été pour chaque année. La relation entre le rapport moyen de l'irradiance à 300 nm et de l'irradiance à 324 nm et les valeurs moyennes de l'ozone total est très évident, tant d'une année à l'autre que sur une longue période.

4.3.2 Climatologie actuelle de l'irradiance UV

Le WOUDC possède actuellement une centaine d'années-stations de données sur l'irradiance UV, et les données de beaucoup de stations portent sur plus de cinq ans. Ces données ont servi à calculer les valeurs moyennes de l'irradiance UV pour la durée des relevés de chaque station. La figure 4.14 montre un exemple de la façon dont on peut résumer ces " climatologies " de l'irradiance UV sous forme graphique. Dans cet exemple, les valeurs moyennes de l'indice UV observé [Kerr *et al.*, 1994; Burrows *et al.*, 1994; Burrows, 1997; voir aussi la section 4.4] sont indiquées en fonction de l'heure du jour et de l'époque de l'année pour Churchill, au Canada (59°N), San Diego, aux États-Unis (32°N), Toronto, au Canada (44°N) et Sapporo, au Japon (43°N).

L'examen des diagrammes de la figure 4.14 révèle plusieurs aspects intéressants de l'irradiance UV. À San Diego, Toronto et Sapporo, l'indice UV est moindre près de l'équinoxe de printemps (21 mars) que près de l'équinoxe d'automne (21 septembre), parce que l'ozone est plus abondant au printemps qu'en automne. À Churchill, cependant, l'indice UV est plus élevé au printemps qu'en automne. Cela est attribuable au fait que la neige au sol, qui disparait généralement en mai, fait augmenter l'irradiance UV. La comparaison de la climatologie des quatre stations montre clairement que l'irradiance UV est supérieure aux basses latitudes. Elle révèle en outre que la période d'insolation est plus longue en été et plus courte en hiver aux hautes latitudes. La comparaison de la climatologie de Toronto avec celle de Sapporo indique qu'il peut exister de grandes différences entre les indices UV établis à deux stations situées à peu près à la même latitude, différences qui s'expliquent par la quantité d'ozone et/ou la nébulosité.

Les climatologies constituées par les valeurs mesurées que contient la base de données en expansion sont utiles pour l'étude des variations à court terme. La figure 4.15 présente l'indice UV pour certaines années à Toronto (44° N, 1993), à Ushuaia, en Argentine (54° S, 1994), à Palmer, dans l'Antarctique (64° S, 1993), et à Mauna Loa, à Hawaii (20° N, 1997). Les fluctuations quotidiennes observées sont beaucoup plus grandes qu'on pourrait le déduire de l'examen des diagrammes de la figure 4.14. Ces fluctuations se traduisent par des valeurs de crête supérieures à celles que révèlent les moyennes climatologiques. Par exemple, la climatologie de Toronto indique un indice UV maximal inférieur à 7 en juin et en juillet, alors que les observations ponctuelles effectuées en 1993 (époque où la quantité d'ozone était au plus bas) révèlent des valeurs de crête d'environ 9,5. Selon la figure 4.15, l'indice UV établi à Palmer, au-dessous du trou d'ozone en octobre, dépasse 10, ce qui indique un potentiel d'érythème très élevé à cet endroit. Le relevé des observations effectuées à Mona Loa montre que, combinées, les quantités d'ozone généralement faibles dans les tropiques, la grande hauteur du soleil et la haute altitude peuvent faire grimper l'indice UV jusqu'à près de 16.

4.3.3 Estimation de la climatologie passée de l'irradiance UV

Pour déterminer les variations à long terme de l'irradiance UV qui peuvent s'être produites depuis que la couche d'ozone a commencé à s'amenuiser, à la fin des années 1970, il faut estimer les niveaux d'irradiance UV antérieurs aux mesures spectrales régulières. Les estimations des niveaux d'irradiance UV passés exigent une connaissance approfondie des liens de dépendance de celle-ci envers les variables géophysiques (voir

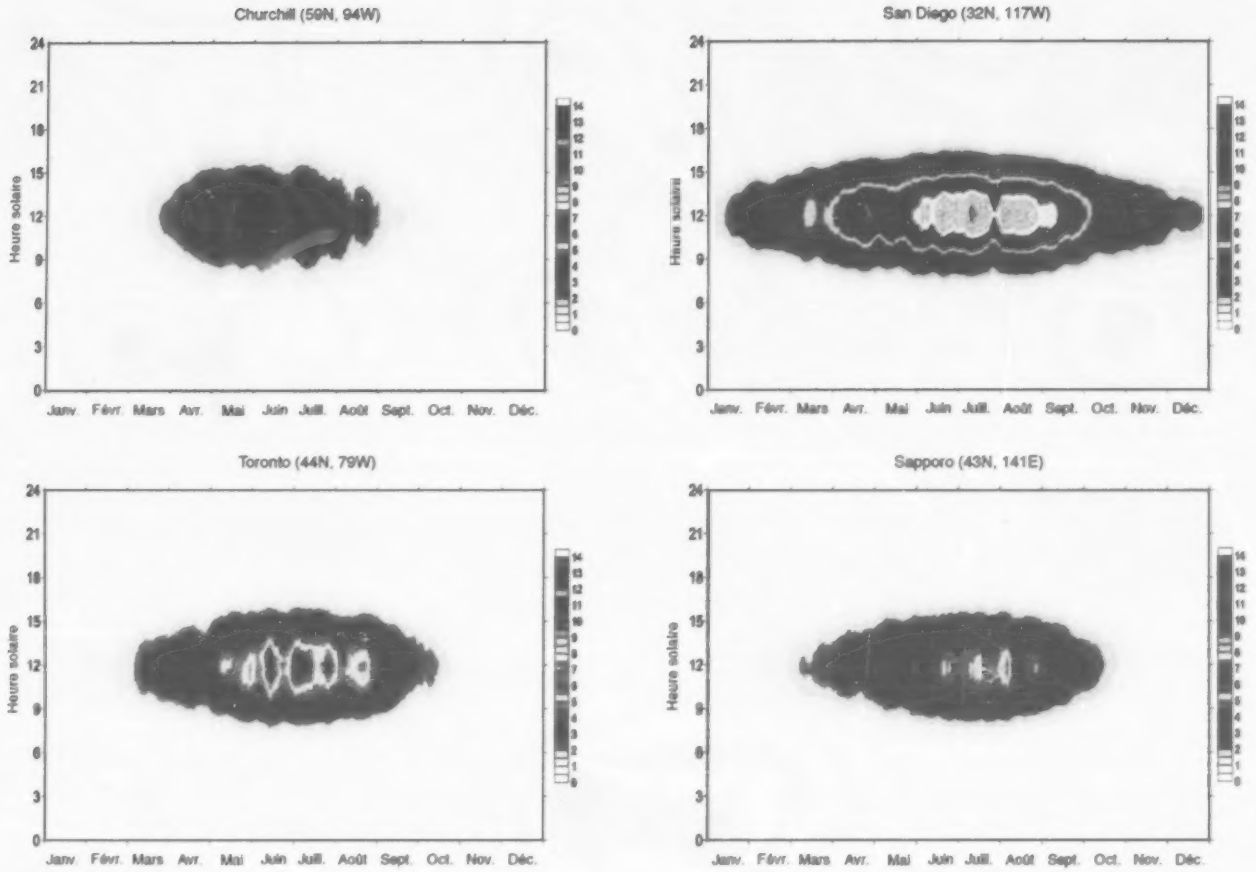


Figure 4.14. " Climatologie " de l'indice UV pour San Diego, Churchill, Toronto et Sapporo

la section 4.1) et l'application de ces liens à l'aide de modèles du transfert radiatif aux mesures antérieures d'autres variables, telles que l'ozone, la nébulosité, l'épaisseur optique, etc. Ces dernières années, on a commencé à reconstituer la climatologie passée de l'irradiance UV. On peut comparer les climatologies estimées ainsi obtenues à celles des dernières années (voir la section 4.3.2) pour dégager les variations sur de longues périodes.

Dans plusieurs études [Frederick *et al.*, 1993; Madronich, 1992], on a calculé les variations de l'irradiance UV résultant des variations à long terme de l'ozone total mesuré par des instruments au sol ou à bord de satellites. Pour dériver les variations estimées de l'irradiance UV, les auteurs de la plupart de ces études ont supposé que les effets des nuages et d'autres variables n'avaient pas changé dans le temps et que ces variations sont donc représentatives des variations survenues par temps clair.

Herman *et al.* [1996] ont estimé récemment les valeurs passées de l'irradiance UV à la surface à partir de mesures effectuées au moyen du spectromètre TOMS. Cet instrument utilise les mesures de la radiance rétrodiffusée à plusieurs longueurs d'onde dans la région des UV pour calculer la quantité d'ozone total à partir de l'espace. On peut également utiliser ces mesures pour estimer l'épaisseur de la couche de nuages et, donc, dériver l'atténuation de l'irradiance UV à la surface attribuable aux nuages. La comparaison des valeurs de l'irradiance UV à la surface estimées à l'aide du TOMS avec les mesures de l'irradiance effectuées par des instruments au sol a pris une part essentielle dans l'élaboration de cette approche [Eck *et al.*, 1995]. Même si cette méthode n'est pas encore exempte de problèmes, elle est très prometteuse en ce qui concerne l'estimation à un haut degré d'exactitude des valeurs quotidiennes de l'irradiance UV à la surface depuis la fin des années 1970. On pourrait reculer davantage dans le temps aux endroits où l'on mesure l'ozone total et la nébulosité, mais aucun résultat d'analyses de ce genre n'a encore été diffusé.

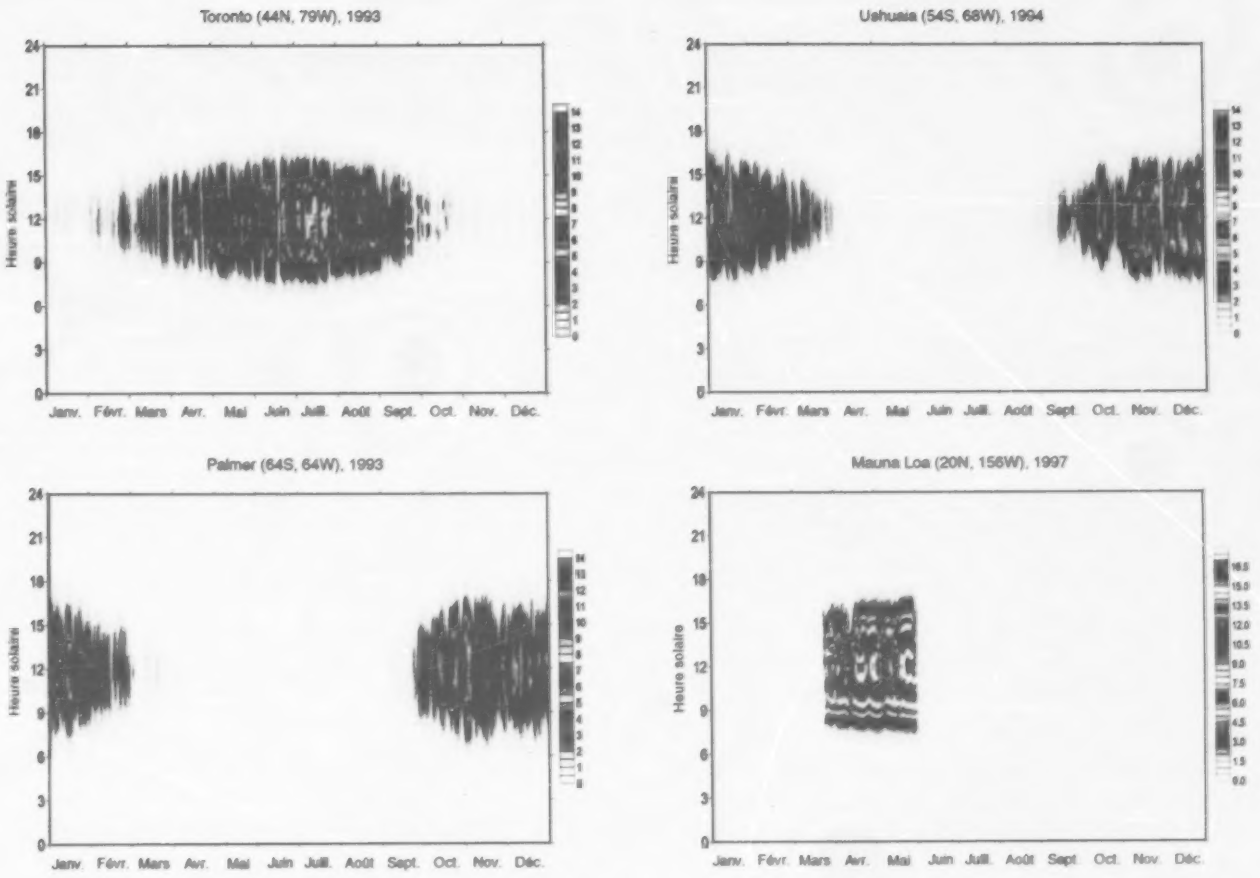


Figure 4.15. Indice UV pour certaines années à Toronto (44°N, 1993), Ushuaia, en Argentine (54°S, 1994), Palmer, dans l'Antarctique (64°S, 1993), et Mauna Loa, à Hawaii (20°N, 1997)

4.4 Contribution des gaz destructeurs d'ozone au réchauffement planétaire

L'émission anthropique de gaz chlorés dans l'atmosphère a entraîné un important amincissement de la couche d'ozone entourant la Terre et la formation du trou d'ozone au-dessus de l'Arctique. De plus, nombre de ces gaz produisent un important effet de serre et modifient le rayonnement atmosphérique, ce qui cause le réchauffement de la surface terrestre et le refroidissement de la stratosphère. C'est le cas en particulier du CFC-11 et du CFC-12, mais de nouveaux produits de substitution des CFC, notamment le HCFC-22, qui doit remplacer ces deux dernières substances, sont également de puissants gaz à effet de serre même s'ils sont moins destructeurs pour l'ozone. L'accumulation du dioxyde de carbone et d'autres gaz à effet de serre contribue au refroidissement de la stratosphère au-dessus des pôles, ce qui favorise la formation de nuages stratosphériques polaires (PSC) [Austin, 1992]. En conséquence, elle peut avoir accentué l'appauvrissement de l'ozone dans le trou d'ozone de l'Antarctique et accru la perte d'ozone au-dessus de l'Arctique à la fin de l'hiver. En outre, l'augmentation des concentrations atmosphériques de méthane s'est traduit par l'accroissement de la teneur en vapeur d'eau de la stratosphère et, donc, par l'accentuation de l'appauvrissement de l'ozone dans les régions polaires en produisant plus d'eau pour la formation de PSC. L'amincissement de la couche d'ozone stratosphérique causera également un refroidissement à la surface dans les régions polaires, comme cela est indiqué plus loin dans cette section. Dès lors, les gaz à effet de serre contribuent indirectement, de diverses façons, à l'appauvrissement de l'ozone, qui réduit le réchauffement planétaire.

Pour évaluer les contributions des différents gaz au réchauffement planétaire, on a formulé la notion du forçage radiatif ou des variations de l'absorption du rayonnement ascendant de grande longueur d'onde par l'atmosphère [Ramanathan, 1987; GIEC, 1994]. En utilisant le forçage radiatif à la tropopause, les modèles climatiques peuvent estimer l'effet de ces gaz sur la température mondiale. Plusieurs auteurs se sont servi de tels modèles pour calculer le forçage radiatif et les flux qui lui sont associés [Dickinson et

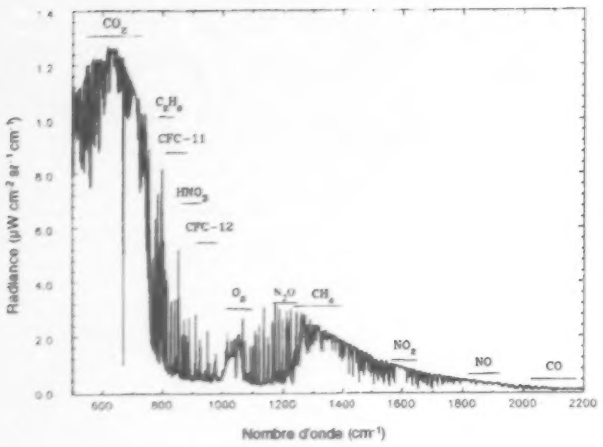


Figure 4.16. Spectre du rayonnement descendant (dû aux gaz à effet de serre) à la surface indiquant la contribution de plusieurs gaz à effet de serre observés à Peterborough, en Ontario, en février 1996.

Tableau 4.3 : Flux de rayonnement à la tropopause (d'après le GIEC [1990])

Gaz à effet de serre	Flux simulé (Wm^{-2})
H_2O	~90
CO_2	56
CH_4	1,51
N_2O	2,48
O_3 troposphérique	0,70
CFC-12	0,15
CFC-11	0,062

Tableau 4.4 : Flux dus aux gaz à effet de serre mesurés à la surface terrestre

Gaz à effet de serre	Bande d'émission (cm-1)	Flux mesuré (Wm^{-2})	Flux simulé (Wm^{-2})
CFC-11	830–860	0,13	0,12
CFC-12	900–940	0,10	0,090
CFC-12	toutes les bandes	0,24	0,22
CFC-11 et CFC-12	toutes les bandes	0,37	0,34
CCl_4	786–806	0,046	0,039
HCFC-22*	780–830	S.o.	0,030
HNO_3	850–920	0,085	0,060
N_2O	toutes les bandes	1,33	1,30
CH_4	1 200–1 400	0,85	0,80
CO	2 000–2 200	0,032	0,033
CO_2*	toutes les bandes	S.o.	60,9
O_3	950–1 100	6,52	6,39
O_3 troposphé-rique	950–1 100	0,11	0,07

* *Les valeurs des flux dus aux gaz à effet de serre sont basées seulement sur des simulations.*

Cicerone, 1986]. Les estimations antérieures de l'effet de serre étaient exprimées sous la forme de la perte globale de rayonnement dans l'espace ou du rayonnement descendant à la surface. Il est à noter que, lorsque la convection juste au-dessus du sol est faible, la température de la surface terrestre réagit en quelques heures au rayonnement descendant dû aux gaz à effet de serre à partir de l'atmosphère. Le rayonnement dû aux gaz à effet de serre s'élève généralement à environ 150 Wm^{-2}; les augmentations de l'intensité de ce rayonnement étant d'environ 2,2 Wm^{-2} depuis l'ère pré-industrielle selon les modèles. L'accroissement du rayonnement descendant à la surface dû aux gaz à effet de serre pour un gaz déterminé est très proche de l'absorption du rayonnement ascendant de grande longueur d'onde causée par ce gaz, comme l'ont montré Sinha et Toumi [1996]. Le tableau 4.3 présente des estimations des flux de rayonnement à la tropopause causés par les gaz à effet de serre à leurs concentrations de 1997. Ces estimations sont basées sur le rapport de 1990 du GIEC [GIEC, 1990]. Bien que la documentation scientifique soit fertile en résultats de calculs du forçage radiatif effectués par des modèles, peu de mesures expérimentales ont eu lieu. Dans les paragraphes qui suivent, on décrit des mesures du rayonnement à la surface dû aux gaz à effet de serre et on les compare aux estimations réalisées par des modèles du transfert radiatif.

Un projet visant à mesurer les augmentations du rayonnement à la surface dû aux gaz à effet de serre à un site en Ontario est en cours depuis cinq ans. Les mesures des flux causés par les gaz CFC-11, CFC-12, CCl_4, CH_4, N_2O, HNO_3, CO et l'ozone troposphérique ont été communiquées dans une série d'articles rédigés par Evans et Puckrin [1994–1997]. Elles ont été effectuées à l'aide d'un spectromètre infrarouge à transformée de Fourier (FTIR) ayant une résolution de 0,25 cm^{-1}. L'étude portait principalement sur les gaz agissant sur le rayonnement qui pourraient avoir un effet négatif particulièrement prononcé sur le climat à cause de leur forte concentration dans l'atmosphère, de leur grand potentiel de réchauffement planétaire ou d'une combinaison de ces facteurs. La figure 4.16 présente un spectre typique de la radiance descendante dans la gamme de longueurs d'onde comprise entre 8 à 12 μm et indique les contributions de plusieurs gaz à effet de serre.

Le rayonnement dû aux gaz à effet de serre à partir de l'ozone troposphérique a été mesuré par une technique dans laquelle la base des nuages froids est utilisée comme cible froide. L'émission thermique à partir de l'atmosphère chaude au-dessous des nuages est mesurée par rapport à la faible émission de fond à partir de la base des nuages froids [Puckrin *et al.*, 1996]. En outre, les nuages filtrent les émissions à partir de l'ozone stratosphérique qui les surplombe. L'émission de gaz à effet de serre à partir de l'ozone troposphérique dans la partie inférieure de l'atmosphère allant jusqu'à 2 km et jusqu'à 4 km d'altitude a été mesurée à environ 0,1 Wm^{-2} en plusieurs occasions.

Tableau 4.5 : Contribution des gaz à effet de serre au flux descendant à la surface depuis l'ère pré-industrielle

Gaz à effet de serre	Concentrations pré—industrielles	Concentrations actuelles	Augmentation du flux (Wm^{-2})	%
Dioxyde de carbone	275 ppmv	360 ppmv	1,30	60
Méthane	0,7 ppmv	1,75 ppmv	0.33	15
Oxyde nitreux	285 ppbv	316 ppbv	0,13	6
Ozone troposphérique	30 ppbv	60 ppbv	0,04	2
CFC-11	0 pptv	280 pptv	0,13	6
CFC-12	0 pptv	530 pptv	0,24	11
Total			2,17	100

Le tableau 4.4 présente un résumé des mesures des flux de rayonnement descendant à la surface dus à ces gaz à effet de serre effectuées jusqu'à présent. Ces mesures, à l'exception de celles de l'ozone troposphérique, ont été effectuées par temps clair en hiver à la latitude de 44 °N. Il s'agit de valeurs correspondant à un état du ciel moyen, à savoir en supposant que le ciel est couvert la moitié du temps. Ces valeurs représentent 50 % des valeurs mesurées (par temps clair), et on peut les comparer aux valeurs du GIEC, qui tiennent généralement compte de la nébulosité. La mesure de l'ozone troposphérique a été effectuée dans de l'air moyennement pollué ayant une teneur en ozone de 60 ppbv. La figure 4.4 présente également les flux prévus par le code de transmission atmosphérique FASCOD3 [Anderson *et al.*, 1986] pour les conditions atmosphériques réelles et les concentrations de gaz atmosphériques mesurées récemment [Kaye *et al.*, 1994 ; GIEC, 1995]. En général, on observe une bonne corrélation entre les flux de rayonnement mesurés et les flux modélisés. Les seuls écarts importants entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées par les modèles ont trait aux concentrations d'acide nitrique et d'ozone troposphérique.

Les mesures du flux présentées dans le tableau 4.4 permettent une importante vérification expérimentale du rayonnement responsable du réchauffement planétaire, qui pourrait faire subir d'importants changements au système climatique. Les mesures continues des flux descendants dus aux gaz à effet de serre en différents endroits et en différentes saisons fourniraient des renseignements utiles pour la validation des modèles climatiques planétaires et la résolution des disparités entre ces modèles. Ainsi, la comparaison des flux à la surface calculés par 20 modèles effectuée par Ellingson *et al.* [1995] ne portait que sur les flux de CO_2, à l'exception d'un modèle, pour lequel on a comparé les flux de CH_4 et de N_2O combinés. La valeur de 1,7 Wm^{-2} calculée par ce dernier modèle concorde en général avec la valeur expérimentale de 2,1 Wm^{-2}.

Le tableau 4.5 indique la contribution des gaz à effet de serre à l'accroissement du flux descendant dû aux gaz à effet de serre depuis l'ère pré-industrielle. On a mené des simulations à l'aide du code FASCOD3 pour estimer le flux attribuable aux différents gaz à effet de serre à partir de leurs concentrations troposphériques respectives depuis deux siècles [Dickinson et Cicerone, 1986]. Comme la plupart de ces flux simulés ont été vérifiés avec les mesures expérimentales présentées dans le tableau 4.4, il y a lieu de croire que les augmentations de ces flux sont représentatives de la situation au-dessus du Canada. Dans ces calculs, on a supposé que la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère ne variait pas.

Le tableau 4.5 présente également les concentrations pré-industrielles et actuelles des gaz utilisées pour les

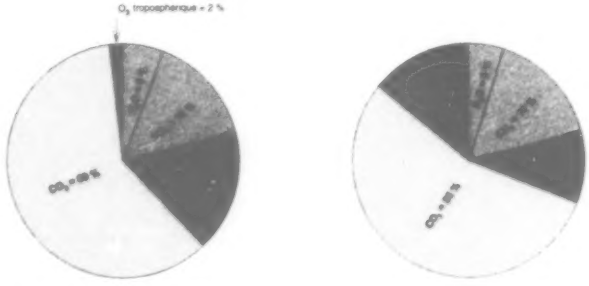


Figure 4.17. (a) Augmentations en pourcentage du rayonnement en surface mesuré. (b) Augmentations en pourcentage du forçage radiatif. (D'après GIEC[1995])

Tableau 4.6 : Contribution des gaz à effet de serre au forçage radiatif depuis l'ère pré-industrielle (d'après le GIEC [1995])

Gaz à effet de serre	Concentrations pré—industrielles	Concentrations actuelles	Augmentation du flux (Wm^{-2})	%
Dioxyde de carbone	275 ppmv	360 ppmv	1,6	55
Méthane	0,7 ppmv	1,75 ppmv	0,48	16
Oxyde nitreux	285 ppbv	316 ppbv	0,14	5
Ozone troposphérique	25 ppbv	60 ppbv	0,4	14
CFC	0 pptv	1ppbv	0,3	10
Total			2,92 (2,4–3,5)	100

calculs des flux. La concentration actuelle d'ozone dans la troposphère jusqu'à 2 km d'altitude, qui s'élève à 60 ppbv, est représentative d'un environnement moyennement pollué. Selon les données du tableau 4.5, il est apparent que c'est l'augmentation des concentrations de dioxyde de carbone depuis l'ère pré-industrielle qui a causé la plus forte augmentation du forçage radiatif à la surface. Ce sont ensuite les chlorofluorocarbures, soit le CFC-11 et le CFC-12, qui contribuent le plus au flux; toutefois, les concentrations de dioxyde de carbone ont augmenté environ 100 000 fois plus que les concentrations combinées de CFC-11 et de CFC-12 depuis l'ère pré-industrielle. Les données du tableau 4.5 sont présentées sous forme graphique dans la figure 4.17a, qui montre la contribution relative des gaz à effet de serre au flux descendant dû à ces gaz depuis l'ère pré-industrielle.

Le forçage radiatif à la tropopause, d'après le GIEC [1995], est indiqué dans le tableau 4.6 et le graphique b de la figure 4.17. Sa contribution est plus représentative des moyennes planétaires, bien qu'elle ait la même ampleur que les augmentations du flux à la surface indiquées dans le tableau 4.5. Le forçage radiatif total estimé est de 2,92 Wm^{-2}, avec une zone d'incertitude de 2,4 à 3,5 Wm^{-2}.

La contribution de la vapeur d'eau à l'accroissement du rayonnement dû aux gaz à effet de serre n'est pas indiquée, car elle fait partie de la rétroaction naturelle du climat. Il se peut que la quantité de vapeur d'eau ait augmenté de plusieurs points de pourcentage dans la troposphère. Le flux de vapeur d'eau est généralement d'environ 90 Wm^{-2}, ce qui donne un rayonnement total dû aux gaz à effet de serre d'environ 150 Wm^{-2}. Selon le tableau 4.5, il est évident que le rayonnement dû aux gaz à effet de serre a augmenté d'environ 2,2 Wm^{-2} depuis l'ère pré-industrielle. Des mesures ont permis d'attribuer près de 0,5 Wm^{-2} de ces 2,2 Wm^{-2} aux CFC. La contribution des CFC est principalement attribuable aux CFC-11, CFC-12, CCl_4, CFC-22 et CFC-113.

Le tableau 4.7 indique certains des facteurs qui peuvent causer le refroidissement du climat [GIEC, 1995]. Ces facteurs sont importants parce qu'ils peuvent compenser partiellement les augmentations observées du rayonnement dû aux gaz à effet de serre et du forçage radiatif. L'appauvrissement de l'ozone stratosphérique produit un refroidissement dans les régions polaires mais pas dans les tropiques, parce que cet ozone atténue le rayonnement solaire UV qui réchauffe la surface et émet des rayons infrarouges (IR), qui réchauffent aussi la surface. Si la couche d'ozone s'amincit, une plus grande quantité de rayonnement UV atteint la surface et la réchauffe, mais moins de rayons IR de grande longueur d'onde sont émis. Si le terme du rayonnement IR est plus important, sa réduction se traduira donc par un refroidissement à la surface. Dans les régions polaires en hiver, par exemple, l'amincissement de la couche d'ozone produit un refroidissement net pouvant atteindre 0,2 Wm^{-2} étant donné que le rayonnement solaire UV de courte longueur d'onde est très faible dans ces circonstances. Dans les tropiques, le terme du rayonnement solaire UV est plus important, de sorte que l'amincissement de la couche d'ozone entraîne un réchauffement net de 0,05 Wm^{-2} à la surface.

Tableau 4.7 : Facteurs de refroidissement (d'après le GIEC [1995])

Appauvrissement de l'ozone stratosphérique (5 %)	**De -0,05 à +0,2 Wm^{-2}**
Aérosols de sulfate direct	De 0,2 à 0,8 Wm^{-2}
Indirect	De 0 à 1,5 Wm^{-2}
Variabilité du rayonnement solaire	De -0,1 à -0,5 Wm^{-2}

4.5 Programmes de sensibilisation du public

Environnement Canada exécute deux programmes de sensibilisation du public relatifs à l'ozone : le programme Info-Ozone, qui diffuse les mesures courantes des concentrations d'ozone, et le programme de l'indice UV, qui fournit des prévisions du rayonnement UV.

Info-Ozone a vu le jour en mars 1992, en grande partie en réponse aux préoccupations du public concernant l'amincissement de la couche d'ozone au-dessus de l'Arctique. On produit des relevés de mesures effectuées aux douze stations du Canada équipées d'une sonde de Brewer. Pour chaque endroit, on indique un pourcentage, qui correspond à la concentration moyenne d'ozone au cours des deux semaines précédentes par rapport aux valeurs moyennes mesurées avant 1980. Le programme a pour but de présenter une indication approximative de l'appauvrissement de l'ozone et de montrer aux personnes intéressées que l'ozone connaît des variations très comparables à celles d'autres variables atmosphériques. Les informations sont diffusées à la presse sous forme de tableaux tous les vendredis. Elles sont également diffusées, par un service météorologique commercial (Météomédia), sous la forme d'une carte indiquant les valeurs mesurées aux différentes stations qui est présentée à un site Web d'Environnement Canada. Ce programme canadien, qui serait unique au monde, suscite souvent des questions de la part de journalistes, qui peuvent ainsi déceler les faibles valeurs de concentration d'ozone avant le commun des mortels. Info-Ozone fait en sorte qu'on ne puisse pas dire qu'Environnement Canada cache des données sur l'ozone.

Quant au programme de l'indice UV, il a commencé en mai 1992. Il s'agit de prévisions de l'intensité de l'irradiance pondérée en fonction de l'effet érythémateux, exprimée par un nombre indiquant l'irradiance maximale qui sera enregistrée un jour donné. Les prévisions sont diffusées par la presse électronique et écrite le soir du jour visé. L'indice UV lui-même consiste en une échelle d'irradiance qu'on obtient en multipliant par 40 la valeur de l'irradiance pondérée selon le spectre de la CIE, exprimée en Wm^{-2}. Dès lors, l'irradiance

par temps clair au niveau de la mer dans les tropiques équivaudrait normalement à un indice de 10 à 12 (de 250 à 300 mW m^{-2}), alors que l'indice de 10 constituerait une valeur extrêmement élevée aux latitudes septentrionales moyennes. Cette échelle a été adoptée par l'OMM et l'OMS et est utilisée dans un certain nombre de pays. On indique également l'intensité du rayonnement UV au moyen de gammes, à savoir une intensité faible (valeurs inférieures à 4), moyenne (de 4 à 7), élevée (de 7 à 9) et extrême (9 et plus). Les bulletins diffusés dans les médias présentent cette gamme ainsi que les valeurs de l'indice. Les prévisions de l'indice UV transmises aux bureaux régionaux d'Environnement Canada indiquent les périodes pendant lesquelles l'indice devrait être dans la partie la plus élevée de la gamme. Les bulletins télévisés au canal spécialisé de Météomédia affichent la courbe de l'indice prévu pendant toute la journée; on y ajoute les valeurs mesurées par les radiomètres utilisés par Météomédia à mesure qu'elles sont disponibles.

Les prévisions de l'indice UV résultent des mesures de l'ozone effectuées le jour même ainsi que des données de sortie du modèle de prévision météorologique numérique du Centre météorologique canadien. Premièrement, on prévoit le champ d'ozone à partir des mesures courantes (en temps réel) des concentrations d'ozone effectuées par le réseau canadien de sondes de Brewer et d'une relation statistique entre l'ozone et les données de sortie du modèle susmentionné. L'indice UV prévu permet ensuite de calculer la valeur par temps clair pondérée selon le spectre d'irradiance de la CIE. Enfin, cette valeur est ajustée en fonction de l'état du ciel prévu au moyen d'une prévision statistique de la nébulosité [Burrows *et al.*, 1994].

Références

Anderson, G.P., S.A. Clough, F.X. Kneizys, J.H. Chetwynd, and E.P. Shettle, 1986. *AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0–120 km)*, AFGL-TR-86-0110. Cambridge, Mass.: Air Force Geophysical Laboratory.

Austin, J., N. Butchart, and K.P. Shine, 1992. Possibility of an Arctic ozone hole in a doubled-CO_2 climate. *Nature*, 360, 221-225.

Basher, R.E., 1982. *Review of the Dobson spectrophotometer and its accuracy*. WMO Ozone Rep. 13. Genève: Organisation météorologique mondiale.

Bojkov, R.D., V.E. Fioletov, and S.B. Diaz, 1995. The relationship between solar UV irradiance and total ozone from observations over southern Argentina. *Geophys. Res. Lett*, **22**, 1249-1252.

Brewer, A.W., and J.B. Kerr, 1973. Total ozone measurements in cloudy weather. *Pure Appl. Geophys.*, **106–108**, 928–937.

Burrows W., 1997. Cart regression models for predicting UV radiation at the ground in the presence of cloud and other environmental factors. *J. Appl. Meteorol.*, **36**, 531–544.

Burrows, W., M. Vallee, D.I. Wardle, J.B. Kerr, L.J. Wilson, and D.W. Tarasick, 1994. The Canadian UV-B and total ozone forecast model. *Met. Apps.*, **1**, 247-265.

Dave, J.V., 1964. Meaning of successive iteration of the auxiliary equation of radiative transfer. *Astrophysics J.*, **140**, 1292-1303.

DeGruijl, F.R., and J.C. van der Leun, 1994. Estimate of the wavelength dependancy of ultraviolet carcinogenesis in humans and its relevance to risk assessment of stratospheric ozone depletion. *Health Physics*, **67**, 319-325.

Dickinson, R.E., and R.J. Cicerone, 1986. Future global warming from atmospheric trace gases. *Nature*, **319**, 109–115.

Eck, T.F., P.K. Bhartia, and J. B. Kerr, 1995. Satellite estimation of spectral UVB irradiance using TOMS-derived total ozone and UV reflectivity. *Geophys. Res. Lett*, 22, 611-614.

Ellingson, R.G, J. Ellis, and S. Fels, 1991. The Intercomparison of radiation codes used in climate models: long wave results. *J. Geophys. Res.*, **96**, 8923–8953.

Evans, W.F.J., and E. Puckrin, 1994a. An observation of the atmospheric emission spectrum of CFC-11. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2381–2384.

Evans, W.F.J., and E. Puckrin, 1994b. An observation of the atmospheric thermal emission spectrum of dichlorodifluoromethane. *Can. J. Appl. Spectrosc.*, **39**, 85–90.

Evans, W.F.J., and E. Puckrin, 1995a. An observation of the greenhouse radiation associated with carbon monoxide. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 925–928.

Evans, W.F.J., and E. Puckrin, 1995b. The extraction of the thermal emission band of methane from the longwave spectrum of the atmosphere. *J. Climate*, **8**, 3091–3095.

Evans, W.F.J., and E. Puckrin, 1995c. The measurement and extraction of the n6 atmospheric emission band of CFC-12 from interfering emission features. *Ann. Geophysicae*, 13, 969–972.

Evans, W.F.J., and E. Puckrin, 1996. A measurement of the greenhouse radiation associated with carbon tetrachloride (CCl_4). *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1769–1772.

Evans, W.F.J., and E. Puckrin, 1997. A wintertime measurement of the greenhouse radiation from nitrous oxide. *Can. J. Appl. Spectrosc.*, à venir.

Fioletov, V.E., J.B. Kerr, and D.I. Wardle, 1997. The relationship between total ozone and spectral UV irradiance from Brewer observations and its use for derivation of total ozone from UV measurements. Document de travail, Service de l'environnement atmospherique, Downsview (Ontario).

Frederick J.E., P.F. Soulen, S.B. Diaz, I., Smolskaia, C.R. Booth, T. Lucas, and D. Neuschuler, 1993. Solar ultraviolet irradiance observed from Southern Argentina: September 1990 to March 1991. *J. Geophys. Res.*, **98**, 8891–8897.

GIEC, 1990. *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment.* J.T. Houghton, G.J. Jenkins, and J.J. Ephraums, dir. Cambridge: Cambridge University Press.

GIEC, 1994. *Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change.* J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell, dir. Cambridge: Cambridge University Press.

GIEC, 1995. *Climate Change 1995, The Science of Climate Change.* J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell, dir. Cambridge: Cambridge University Press.

Götz F. W. P., 1931. Zum Strahlungsklima des Spitzbergen Sommers. *Gerlands Beiträge zur Geophys.*, **31**, 119.

Herman J. R., P.K. Bhartia, J. Ziemke Z. Ahmad, and D. Larko, 1996. UV-B radiation increases (1979–1992) from decreases in total ozone. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2117-2120.

Kaye, J.A., S.A. Penkett, and F.M. Ormond, 1994. *Report on concentrations, lifetimes, and trends of CFCs, halons, and related species.* NASA Publication 1339. Washington: National Aeronautics and Space Administration.

Kerr, J.B., 1997. Observed dependences of atmospheric UV radiation and trends. Pages 259-265 in *Solar Ultraviolet Radiation Modelling, Measurements and Effects.* NATO ASI Series, Vol I 52. C. S Zerefos and A. F. Bais, dir. Berlin: Springer-Verlag.

Kerr, J.B., and C.T. McElroy, 1993. Evidence for large upward trends of ultraviolet-B radiation linked to ozone depletion. *Science*, **262**, 1032-1034.

Kerr J.B., and C.T. McElroy, 1994. Analyzing ultraviolet-B radiation: is there a trend? *Science*, **264**, 1342-1343.

Kerr J.B., C.T. McElroy, D.W. Tarasick, and D.I. Wardle, 1994. The Canadian Ozone Watch and UV-B advisory programs. Pages 794–797 in *Ozone in the troposphere and stratosphere.* Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium 1992, NASA Conference Publication 3266. Berlin: Springer-Verlag.

Komhyr, W.D., 1980. *Operations handbook – ozone observations with a Dobson spectrophotometer*, WMO Ozone Report No. 6. Geneva: Organisation météorologique mondiale.

Krueger, A.J., L.S. Walter, P.K. Bhartia, C.C. Schnetzler, N.A. Krotkov, I. Sprod, and G.J.S. Bluth, 1995. Volcanic sulfure dioxide measurements from the total ozone mapping spectrometer instruments. *J. Geophys. Res.*, **100**, 14057-14076.

Lubin, D., and E.H. Jensen, 1995. Effects of clouds and stratospheric ozone depletion on ultraviolet radiation changes. *Nature*, **377**, 710-713.

Madronich S., 1992. Implications of recent total ozone measurements for biologically active ultraviolet radiation reaching the Earth's surface. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 37-40.

Mayer B., G. Seckmeyer, and A. Kyling, 1997. Systematic long-term comparison of spectral UV measurements and UVSPEC modeling results. *J. Geophys. Res.*, **102**, 8755-8767.

OMM, 1991. *Scientific Assessment of Stratospheric Ozone: 1991.* World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 25. Genève: Organisation météorologique mondiale.

OMM, 1994. *Scientific Assessment of Stratospheric Ozone: 1994*, World Meteorological

Organization Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 37. Genève: Organisation météorologique mondiale.

Puckrin E., W.F.J. Evans, and T.A.B. Adamson, 1996. Measurement of tropospheric ozone by thermal emission spectroscopy. *Atmos. Environ.*, **30**, 563-568.

Quaite, R.E., B.M. Sutherland, and J.C. Sutherland, 1992. Action spectrum for DNA damage in alfalfa lowers predicted impact of ozone depletion. *Nature*, **358**, 576-578.

Ramanathan, V., L. Callis, R. Cess, J. Hansen, I. Isaksen, W. Kuhn, A. Lacis, F. Luther, J. Mahlman, R. Reck, and M. Schlesinger, 1987. Climate-chemical interactions and effects of changing atmospheric trace gases. *Rev. Geophys.*, **25**, 1441-1487.

Schwander, H., P. Koepke, and A. Ruggaber, 1997. Uncertainties in modeled UV irradiances due to limited accuracy and availability of input data. *J. Geophys. Res.*, **102**, 9419-9429.

Simmonds, P.G., and R.G. Derwent, 1991. Measurements of ozone and other radiatively active gases at Mace Head, Ireland. *Atmos. Environ.* **25A**, 1795-1808.

Sinha, A., and R. Toumi, 1996. A Comparison of climate forcings due to chlorofluorocarbons and carbon monoxide. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 65-68.

Stammes, K., S-C Tsay, and K. Jayaweera, 1988. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transferf in multiple scattering and emitting layered media. *Appl. Opt.*, **27**, 2502-2509.

Stamnes K., J. Slusser, and M. Bowen, 1991. Derivation of total ozone abundance and cloud effects from spectral irradiance measurements. *Appl Opt.*, **30**, 4418-4426.

Zerefos C.S., A.F. Bais, C. Meleti, and I.C. Ziomas, 1995. A note on the recent increase of solar UV-B radiation over northern middle latitudes. *Geophys. Res. Lett*, **22**, 1245-1247.

CHAPITRE 5

EFFETS DES UVB

5.1 INTRODUCTION

On comprend maintenant bien la corrélation entre les caractéristiques des divers biomes de la planète et des facteurs climatiques comme la température et les précipitations, mais ce n'est que tout récemment que les scientifiques ont reconnu un équilibre semblable entre les caractéristiques des écosystèmes et le rayonnement UVB. Des études ont montré que les réductions comme les augmentations des UVB incidents entraînaient des changements observables et significatifs des paramètres des écosystèmes, même si, dans les deux cas, le système pouvait continuer à fonctionner adéquatement. En raison de l'appauvrissement continu de la couche d'ozone stratosphérique, la quantité de rayonnement UVB atteignant la surface de la Terre s'est accrue au cours des deux dernières décennies. Il pourrait se produire dès maintenant, en réponse à cette hausse, des changements fondamentaux dans les structures et les processus des écosystèmes actuels, tant aquatiques que terrestres. Ces modifications sont subtiles et pourraient continuer à évoluer pendant de nombreuses années jusqu'à ce qu'un nouvel équilibre soit établi. Même si des mesures correctives pouvaient stopper dès aujourd'hui l'accroissement des niveaux ambiants d'UVB, les écosystèmes continueraient à s'ajuster pendant encore 30 à 40 ans. On ne sait pas encore si ces changements écologiques fondamentaux auront des conséquences positives, négatives ou nulles pour l'homme. Les écologistes doivent donc améliorer leur compréhension du rôle des UVB dans les processus écologiques, ainsi que leur capacité de prévision et de mesure des impacts naturels résultant des augmentations de la qualité d'UVB atteignant la surface de la Terre par suite de l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique.

Les préoccupations quant à la hausse des niveaux d'UVB sont liées non seulement aux augmentations absolues des niveaux ambiants, mais aussi aux pointes qui pourraient survenir à des stades critiques du cycle de vie de certains organismes. Bien que nombre de ceux-ci aient développé des mécanismes de défense pour se protéger de ces fluctuations, les stades de l'oeuf et de la larve de certaines espèces peuvent être particulièrement vulnérables aux effets des pointes d'UVB.

Au Canada, à ces considérations s'ajoutent l'impact d'autres agresseurs environnementaux comme le réchauffement de la planète, les pluies acides, les changements dans l'utilisation du territoire et les produits chimiques toxiques. Par conséquent, on ne peut étudier les impacts des UVB indépendamment de ceux de ces autres facteurs. Dans tous les cas de figure, les UVB peuvent être soit un facteur causal, soit l'un de plusieurs facteurs à effets nocifs cumulatifs, et la distinction entre les deux est rarement nette. Donc, il est essentiel que les études des impacts des UVB sur les écosystèmes canadiens soient intégrées aux programmes actuels de recherche, de surveillance et d'évaluation écologiques.

Ce chapitre examine les résultats de recherches récentes concernant les effets sur la santé humaine et sur les écosystèmes terrestres et aquatiques des niveaux accrus de rayonnement UVB liés à l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique. Il s'agit surtout d'études canadiennes, qui couvrent non seulement les impacts directs à court terme des UVB, mais aussi des processus vitaux (p. ex. la photosynthèse) dans lesquels les effets totaux peuvent ne devenir visibles qu'après plusieurs années de surveillance. On examine aussi, dans la mesure du possible, les effets cumulatifs résultant des interactions avec d'autres agresseurs anthropiques. Si les données le permettent, on indique aussi les éventuelles conséquences socio-économiques de la situation pour le Canada.

5.2 Santé humaine

Les préoccupations liées à l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique ont conduit les scientifiques à s'interroger quant aux effets d'une exposition accrue aux UV sur les maladies humaines, et sur l'incidence des cancers de la peau en particulier. C'est ainsi que se sont intensifiées les recherches sur les effets des UV sur les humains. Dans cette section, on décrit brièvement, par catégorie de maladie, certains des principaux progrès réalisés entre 1987 et 1996.

5.2.1 Mélanomes cutanés malins

Comme l'ont montré plusieurs études publiées au début des années 80, la relation entre l'exposition cumulative au soleil et le risque de mélanomes n'est ni simple ni directe. Des scientifiques canadiens et australiens ont avancé de façon indépendante l'hypothèse que les mélanomes seraient causés par une forte exposition intermittente au soleil de la peau non acclimatée (Elwood et Hislop, 1982; Elwood et Gallagher, 1983; Holman *et al.*, 1983). La Western Canada Melanoma Study (Elwood *et al.*, 1985a; Gallagher *et al.*, 1986) et la West Australia Melanoma Study (Holman *et al.*, 1986) ont toutes deux montré l'existence d'associations avec des indicateurs d'exposition récréative intermittente au rayonnement solaire. De plus, des études précédentes avaient montré une association forte, et inattendue, entre le statut socio-économique et le risque de mélanomes - paradoxalement, les travailleurs à occupations moins valorisées sur le plan socio-économique et exercées à l'extérieur présentaient des risques de mélanomes inférieurs à ceux observés chez des personnes travaillant à l'intérieur (professionnels, gestionnaires et techniciens). La Western Canada Melanoma Study a indiqué que ce gradient de risque était dû à une plus forte exposition récréative intermittente au soleil chez les groupes socio-économiquement supérieurs (Gallagher *et al.*, 1987). Cette observation a été confirmée un an plus tard par une importante étude effectuée dans l'est du Danemark (Østerlind *et al.*, 1988).

Un grand nombre d'études menées par des chercheurs d'Europe (Beitner *et al.*, 1990; Nelemans *et al.*, 1993; Autier *et al.*, 1994), d'Australie (Green *et al.*, 1986) et des É.-U. (Weinstock *et al.*, 1989b; White *et al.*, 1994; Holly *et al.*, 1995) ont confirmé l'importance de l'exposition intermittente aux UV solaires comme facteur de risque de mélanomes. Des études australiennes et américaines (Khlat *et al.*, 1992; Weinstock *et al.*, 1989b) ont aussi montré l'importance de l'exposition aux UV solaires pendant l'enfance et l'adolescence comme facteurs de risque de développement de mélanomes chez les adultes.

L'exposition signalée étant sujette à d'importantes erreurs dues au manque de fiabilité des souvenirs de certains sujets de l'étude, les chercheurs ont utilisé les antécédents en matière de coups de soleil comme indicateurs de forte exposition intermittente au rayonnement solaire. De nombreuses études ont montré que les coups de soleil étaient reliés au risque de mélanomes (Green *et al.*, 1985; Elwood *et al.*, 1985b; Østerlind *et al.*, 1988; MacKie *et al.*, 1989).

5.2.2 Naevus mélanotiques acquis

Des recherches épidémiologiques récentes indiquent que l'indicateur le plus net et le plus uniforme d'un risque élevé de mélanomes malins cutanés est la présence d'un grand nombre de naevus mélanotiques acquis (néoformations cutanées) (Holly *et al.*, 1987; Grob *et al.*, 1990; Garbe *et al.*, 1989; Marrett *et al.*, 1992; Weinstock *et al.*, 1989a). La réalisation que bon nombre de mélanomes montrent des signes histologiques de naevus préexistants a suscité beaucoup d'intérêt pour l'étude des causes et de la formation des naevus bénins. Bien qu'un peu plus de 1 % de la population présente des naevus à la naissance, c.-à-d. des naevus congénitaux (Rivers *et al.*, 1990), la plupart des naevus se développent au cours de l'enfance. On a effectué un certain nombre d'études des naevus chez les enfants afin d'établir si les UV solaires jouent un rôle dans la formation de ces lésions.

Une étude des naevus mélanotiques chez des écoliers de Vancouver âgés de 6 à 18 ans a révélé que la densité en augmentait avec l'âge chez les garçons et chez les filles. La densité des naevus (naevus par mètre carré de surface corporelle) atteignait un maximum vers l'âge de 15 ans, ce qui suggère que l'ensemble des néoformations cutanées de l'âge adulte est acquis très tôt dans la vie (Gallagher *et al.*, 1990a). De plus, on a noté, chez les enfants de race blanche, que les plus fortes densités de naevus se rencontraient surtout chez ceux qui avaient la peau claire, qui avaient tendance à brûler plutôt qu'à bronzer au soleil et qui avaient des antécédents de coup de soleil (Gallagher *et al.*, 1990b). Ces facteurs de risque concordent avec ceux observés lors d'études des mélanomes chez les adultes et ils suggèrent que l'exposition au rayonnement solaire joue un rôle dans l'apparition des naevus et des mélanomes (McLean *et al.*, 1995).

Des recherches ultérieures effectuées par des chercheurs australiens et canadiens ont indiqué un rapport direct entre la latitude de résidence et la densité des naevus chez des écoliers australiens (Kelly *et al.*, 1994). Une autre étude australienne des naevus chez des enfants d'âge préscolaire a confirmé le rapport entre l'exposition aux UV solaires et la densité des naevus (Harrison *et al.*, 1994).

Les recherches en cours au Canada, en Europe et particulièrement en Australie évaluent le recours à des programmes préconisant d'éviter l'exposition au soleil et d'utiliser des écrans solaire pour réduire le nombre des naevus développés par les enfants entre la naissance et l'adolescence. Ces recherches sont basées sur l'hypothèse selon laquelle les naevus sont une étape intermédiaire dans un continuum de lésions allant des mélanocytes normaux aux mélanomes malins. Si cette hypothèse est fondée, la réduction de la densité des naevus chez les enfants devrait faire baisser à terme les taux de mélanomes malins chez les adultes.

5.2.3 Cancer non mélanotique de la peau

On a longtemps pensé que l'incidence du cancer non mélanotique de la peau chez les populations à peau blanche était directement liée à l'exposition cumulative aux UV

solaires (Scotto *et al.*, 1983). Cette hypothèse était principalement basée sur des études montrant que l'incidence de ces types de cancer chez les populations blanches augmentait avec la proximité de l'équateur. Cependant, jusqu'à ces dernières années, on n'avait effectué que peu d'études analytiques de l'épithélioma basocellulaire et de l'épithélioma spinocellulaire, les deux principaux types de cancer non mélanotique de la peau.

Plusieurs études récentes ont examiné le lien entre les cas d'épithélioma basocellulaire ou spinocellulaire et le rayonnement UV. En Australie, Kricker *et al.* (1995) ont montré que le risque d'épithélioma basocellulaire augmentait avec l'exposition au rayonnement solaire pendant les fins de semaines, mesure substitutive de l'exposition intermittente au soleil. Cette augmentation du risque était maximale pour l'exposition aux UV solaires vers la fin de l'adolescence (15-19 ans). Des constatations semblables ont été faites dans une étude de l'Alberta sur le cancer non mélanotique de la peau (Gallagher *et al.*, 1995a), montrant que les risques d'épithélioma basocellulaire étaient les plus élevés chez les sujets qui avaient été les plus fortement exposés au rayonnement solaire avant l'âge de 20 ans. En outre, les études canadiennes et australiennes ont montré que l'effet de l'exposition au rayonnement solaire était encore plus marqué chez les sujets qui ont tendance à brûler plutôt qu'à bronzer au soleil.

L'étude canadienne a aussi montré que le risque d'épithélioma spinocellulaire était plus grand chez les personnes exposées chroniquement au soleil principalement dans le cadre de leur emploi. L'effet le plus prononcé était lié à l'exposition survenue dans les dix années précédant le diagnostic (Gallagher *et al.*, 1995b). Pour ce qui est de l'épithélioma spinocellulaire, on n'a observé aucune différence, pour ce qui est des effets de l'exposition, entre ceux qui brûlaient au soleil et ceux qui bronzaient facilement.

Ainsi, les données obtenues pour l'épithélioma basocellulaire, comme celles sur les mélanomes, suggèrent que les expositions intermittentes au soleil, surtout pendant l'enfance, peuvent être plus importantes pour l'établissement du risque que la dose cumulative totale. Toutefois, dans le cas de l'épithélioma spinocellulaire, les recherches actuelles suggèrent que la dose cumulative chronique est la plus importante.

Enfin, les résultats d'une étude de cancers non mélanotiques de la peau, effectuée dans des régions à fort ensoleillement du sud de l'Europe (Rosso *et al.*, 1996, Zanetti *et al.*, 1996), confirment que le risque de cancer non mélanotique de la peau est plus élevé chez les sujets à peau claire, à cheveux roux et ayant une tendance à brûler au soleil. Cette étude couvrant une gamme plus étendue d'exposition aux UV solaires que l'étude canadienne, les chercheurs ont pu produire des courbes dose-réponse établissant un rapport entre l'épithélioma basocellulaire et l'épithélioma spinocellulaire, d'une part, et l'exposition cumulative au rayonnement solaire d'autre part. Les courbes indiquaient un risque accru d'épithélioma spinocellulaire, mais seulement après une exposition cumulative prolongée (70 000 heures ou plus), alors que la courbe dose-réponse pour l'épithélioma basocellulaire montrait une hausse rapide pour une exposition relativement faible, suivie par un plateau. Ces résultats concordent avec les données australiennes et les données canadiennes pour un faible ensoleillement.

5.2.4 *Immuno-suppression*

Des recherches récentes indiquent que le rayonnement UV peut supprimer des éléments cellulaires du système immunitaire humain. Après une exposition de 10-100 $mJ \cdot cm^{-2}$ aux UVB en l'absence d'écran solaire, la population de cellules de Langerhans est déprimée pendant plus de deux semaines (Miyagi *et al.*, 1994); cette mesure pourrait constituer le marqueur d'une carence immunologique potentiellement significative, surtout si elle est reliée à la sensibilisation par contact primaire. Environ 100 minutes d'exposition au soleil en milieu de journée en Italie pourraient supprimer la résistance à *Listeria monocytogenese* (un agent bactérien pouvant causer la méningite et d'autres maladies) à un degré médicalement significatif (Garssen *et al.*, 1996). D'autres recherches ont indiqué que l'utilisation d'écrans solaires n'empêche vraisemblablement pas l'immuno-suppression systémique causée par les UVB (Wolf *et al.*, 1993). Cependant, il est difficile d'évaluer l'importance médicale d'études qui ont montré le rôle du rayonnement UV dans l'immuno-suppression étant donné qu'historiquement, les humains ont passé beaucoup de temps au soleil et que ce n'est que depuis peu qu'on a commencé à se protéger contre la surexposition.

Des études récentes ont mis en évidence une augmentation de l'incidence des cancers de la peau chez des patients immuno-déprimés médicalement. D'après un suivi de patients ayant reçu une transplantation de rein en Australie, 7 % de ceux-ci avaient développé un cancer de la peau après un an, 45 % après 11 ans et 70 % après 20 ans (Bouwes-Bavinck *et al.*, 1996). D'autres études ont démontré que l'augmentation du nombre de naevus chez des enfants ayant bénéficié d'une transplantation rénale et recevant un traitement immuno-suppresseur est supérieure à celle observée chez des enfants de groupes témoins (Smith *et al.*, 1993). De plus, les enfants recevant un traitement par chimiothérapie pour des cancers hématologiques présentaient une augmentation médiane de 66 naevus par enfant trois années après la chimiothérapie (Baird *et al.*, 1992). Ces données indiquent que les augmentations d'UVB peuvent avoir des effets très importants chez les patients immuno-déprimés médicalement, même si les effets immuno-suppresseurs du rayonnement ultraviolet chez la population normale ne sont pas significatifs du point de vue clinique.

Une voie de recherche différente suggère que le rayonnement UV peut stimuler la synthèse des interleukines IL-1, IL-6 et IL-8 (facteurs importants pour la stimulation de la croissance et de la prolifération des cellules) et que les interleukines IL-1 et IL-8 peuvent stimuler la croissance de cellules B-16 de mélanomes administrées à des souris par injection

sous-cutanée (McKenzie *et al.*, 1994). De plus, l'exposition du corps entier au rayonnement UV semble aussi stimuler l'activité de l'interleukine IL-1 chez les humains (Granstein et Sauder, 1987). Cependant, on n'a pas clairement démontré si cela influait sur l'aptitude des humains à résister à la croissance des tumeurs. Des recherches supplémentaires portant sur les mécanismes de base chez les humains sont nécessaires pour expliquer quels effets des UV sont importants en ce qui a trait à la sensibilité de base à la maladie. Actuellement, on ignore l'importance clinique de ces connaissances.

5.2.5 *Maladies infectieuses*

À partir du début du siècle, on a noté que les UV avaient des effets néfastes sur le cours d'un certain nombre de maladies infectieuses, depuis que Finsen a indiqué, en 1901, que les lésions de la variole étaient aggravées par l'exposition au soleil. Plus récemment, on a montré que les lésions du virus *Herpes Simplex* I et II sont réactivées par l'exposition aux UV (Spruance, 1985). Selon certaines hypothèses, une exposition excessive aux UV pourrait avoir des effets nocifs chez les patients VIH séropositifs, étant donné que les UV activent le VIH *in vitro* (Zmudzka et Beer, 1990). Cependant, on n'a observé aucun changement des numérations de cellules CD4+ chez des patients séropositifs ayant reçu un traitement pour maladie cutanée à 60 % de leur dose érythémogène minimale d'UV (Warfel *et al.*, 1993).

Le changement climatique mondial semble aussi modifier la distribution des maladies infectieuses et particulièrement celles normalement confinées aux régions tropicales (Patz *et al.*, 1996). Il est possible qu'une augmentation des UVB atteignant le sol agisse en synergie avec le changement climatique sur la fréquence et la gravité des maladies infectieuses (Patz *et al.*, 1996).

5.2.6 *Affections oculaires*

Les effets néfastes de la lumière du Soleil sur les yeux sont connus depuis l'Antiquité. Au cours des dernières années, on a toutefois constaté que les effets du rayonnement UV sont plus insidieux et nuisibles pour les yeux et la vision qu'on ne le croyait auparavant. Ces effets peuvent être aigus (habituellement après une période de latence), à long terme après une exposition à une dose aiguë, ou chroniques après une exposition à long terme à des niveaux d'UV inférieurs à ceux qui sont nécessaires pour une réaction aiguë (Cullen et Perera, 1994).

Des recherches portant sur des animaux et des poissons ont montré que le vieillissement prématuré du cristallin, ou cataracte, est associé depuis longtemps au rayonnement UV (Doughty et Cullen, 1990; Cullen et Monteith-McMaster, 1993). Une étude de Cullen et Perera (1994) suggère que la conjonctive de l'oeil pourrait subir des effets comme le chémosis, l'endommagement des cellules épithéliales et le développement de cellules inflammatoires après quelques minutes seulement d'exposition directe à la lumière du soleil à des niveaux ambiants de rayonnement UVB solaire. Bergmanson *et al.* (1996), dans leur examen des implications cliniques de l'exposition au rayonnement UV solaire, ont présenté un résumé de plusieurs signes et symptômes associés à la kératoconjonctivite induite par les UV. À cause du fort volume des nouvelles informations disponibles confirmant le danger du rayonnement UV pour la peau et les yeux, ces chercheurs sont d'avis que les praticiens ne devraient pas hésiter à prescrire des filtres UV pour les lunettes de soleil.

5.3 Écosystèmes terrestres

La diversité biologique du Canada, couplée au fait que l'appauvrissement de la couche d'ozone est fonction de la latitude, pourrait entraîner diverses perturbations de la stabilité des écosystèmes actuels via des variations dans les substances nutritives et dans les prédateurs. Ces perturbations de la dynamique des populations auraient des effets interreliés sur les écosystèmes terrestres et aquatiques, ainsi que sur ceux des milieux humides.

Au Canada, très peu de recherches ont été consacrées aux effets des UVB sur les écosystèmes terrestres; aucune étude n'a abordé les effets des UVB sur la flore et la faune, sauf pour certaines espèces commerciales agricoles et forestières, et celles-ci étaient plutôt sommaires et souvent incertaines. Cependant, malgré leur portée limitée, elles donnent une indication des conséquences possibles de la poursuite des hausses des niveaux d'UVB.

5.3.1 *Agriculture*

Environ 7 % des 997 millions d'hectares de la superficie terrestre du Canada sont des terres arables. Le secteur agro-alimentaire contribue pour 10 % au produit national brut du Canada et emploie 15 % de sa population de 30 millions d'habitants. Cet agroécosystème est unique en ce qu'il a, en majeure partie, été créé par l'homme et géré par lui. Il est peut-être plus facile d'atténuer les impacts de la hausse des niveaux d'UVB dans un système de ce type parce qu'il y a vraisemblablement moins de variables environnementales à prendre en compte que dans les systèmes naturels, et qu'on peut le modifier d'une année à l'autre. Par exemple, l'obtention de variétés culturales à résistance accrue aux UVB pourrait être une stratégie efficace d'atténuation pour les systèmes agricoles.

Chez les plantes, le rayonnement UVB endommage la membrane entourant la cellule ainsi que l'ADN dans le noyau de la cellule. D'autres cibles primaires sont les chloroplastes liés à la membrane, qui utilisent la lumière solaire pour convertir le dioxyde de carbone et l'eau en sucres. Si les chloroplastes sont endommagés, la capacité de la plante à produire de l'énergie est réduite et son rendement finit par diminuer. Les plantes peuvent jusqu'à un certain point réparer les dommages causés par le rayonnement UVB, mais, si l'ampleur de la perturbation dépasse ce seuil, les dommages sont permanents.

Le rayonnement UVB peut toucher comme suit un certain nombre de processus et de caractéristiques importants pour les plantes :

- *Photosynthèse* : l'aptitude des chloroplastes à produire des sucres peut être perturbée, ce qui entraîne une diminution de la productivité foliaire.
- *Croissance* : la surface foliaire, la hauteur de la plante et la taille des fruits peuvent être altérées.
- *Reproduction* : le pollen et les ovules exposés peuvent être endommagés, ce qui entraîne une baisse de la fertilité et de la production des semences.
- *Écologie* : les tolérances étant variables, un type de plante peut être favorisé au détriment d'autres, ce qui est un élément important de la coexistence culture/mauvaises herbes et des mélanges de variétés de pâturage.
- *Qualité* : la présence de taches superficielles sur les légumes ou les fruits en diminue la qualité. La production de pigments en réponse aux UVB peut aussi influer sur leur goût. Une baisse de la qualité de la culture peut être beaucoup plus coûteuse, en valeur monétaire, qu'une diminution du rendement.

5.3.1.1 Fourrage

Papadopoulos *et al.* (1996) ont testé la tolérance aux UVB de différentes espèces de fourrage (luzerne, trèfle des prés, lotier corniculé, trèfle rampant, fléole des prés, dactyle pelotonné, brome et fétuque des prés) et de légumes (carottes et brocoli). On a effectué des tests dans les conditions de terrain en utilisant des filtres pour éliminer les niveaux ambiants d'UVB. Avec le fléole des prés, l'élimination du rayonnement UVB a donné des taux supérieurs d'élongation des feuilles pendant la repousse et un plus grand nombre de talles par plante (Belanger *et al.*, 1996). Cependant, le rendement végétatif des espèces de légumineuses pendant la période de croissance du printemps était inférieur au cours de la première année de croissance lorsque le rayonnement UVB ambiant était éliminé. Le rayonnement UVB n'a eu d'effets sur le rendement des espèces fourragères qu'au cours d'une des deux années.

Une étude connexe, cette fois en serre, a évalué l'effet de niveaux accrus d'UVB sur huit variétés de deux légumineuses fourragères et de deux herbes fourragères (Bush *et al.*, 1995a). L'éclairement était assuré par des lampes de croissance et par des lampes UV fournissant trois niveaux d'éclairage UVB : conditions ambiantes du milieu de l'été, 2 fois cette valeur et 3 fois cette valeur. On n'a observé aucune différence significative de la croissance des plantes pour ces trois niveaux d'UVB.

Dans une autre étude, on a cultivé quatre variétés de brocoli sous des filtres UV. Les niveaux de pigments absorbant les UVB étaient plus élevés chez les plantes cultivées en lumière solaire ambiante que chez celles cultivées sous filtres (Goodyear *et al.*, 1996). La réponse au rayonnement UVB présentait de légères différences selon la variété.

5.3.1.2 Soja

En 1994, on a cultivé au champ huit variétés de soja de l'Ontario (*Glycine max* [L] Merr.) sous des lampes fournissant une dose de rayonnement UVB correspondant à une diminution de 25 % de la couche d'ozone (tableau 5.1). On a aussi cultivé, comme témoin, un groupe semblable de plantes sous des lampes, le rayonnement UVB étant éliminé par des filtres. Chez six des huit cultivars, on a noté une diminution du rendement due à l'augmentation du rayonnement UVB. La perte de rendement moyenne due à un appauvrissement simulé de 25 % de la couche d'ozone était de 7 %. Pour 1995, la récolte de soja étant estimée à plus de 700 millions de dollars à la ferme (selon le ministère de l'Agriculture, de l'Alimentation et des Affaires rurales de Ontario), une perte de rendement 7 % équivaudrait à une perte de revenus de 49 millions de dollars.

Tableau 5.1 : Effets du rayonnement UVB sur le rendement en grains (kg·ha-1) de huit variétés de soja.

Variété de soja	Rendement du groupe à niveau accru d'UVB	Rendement du groupe témoin	Différence par rapport au groupe témoin (%)
Mandarin	2 570	2 880	11
Crest	2 520	2 890	13
Maple Arrow	3 103	2 960	-5
9061	2 710	3 090	12
SOO-88	3 070	3 620	15
PS-42	3 320	2 770	-20
AC BRAVOR	3 050	3 670	17
9071	3 020	3 290	8
Moyenne	2 920	3 150	7

La fonction des dérivés glycosidiques du flavonol dans les cellules végétales n'est pas bien comprise, mais ils jouent un rôle dans la régulation de la croissance, la résistance aux maladies et la protection contre le rayonnement UV du mésophylle des feuilles. La capacité de la plante à produire des pigments absorbant les UV est vraisemblablement la première ligne de défense contre les effets nocifs du rayonnement UV. Ces pigments, situé dans la pubescence des plants de soja, leur donnent une teinte grise ou fauve, selon le type de dérivé glycosidique du flavonol présent. Lorsque la pubescence du plant de soja est grise, des dérivés glycosidiques du kaempférol et du flavonol sont présents dans les feuilles. Cependant, si les plants ont une coloration fauve, ils contiennent de la quercétine en plus des dérivés glycosidiques du kaempférol et du flavonol.

Dans le cadre d'expériences effectuées en 1995, des chercheurs d'Agriculture et Agroalimentaire Canada ont exposés des plants de soja à pubescence grise ou fauve au rayonnement UVB dans des enceintes à milieu contrôlé. On a prélevé à intervalles réguliers des échantillons de feuilles des plantes exposées et d'un groupe témoin de plantes non exposées. Après l'extraction des pigments absorbant les UVB et leur dosage par spectrophotométrie, on a constaté que les concentrations de pigments mesurées chez les plants des enceintes exposées aux UV étaient supérieures à celles des plants de l'enceinte témoin. Les concentrations ont aussi augmenté pendant trois jours après l'exposition aux UVB, puis elles se sont stabilisées.

De plus, on a recherché la présence de pigments absorbant les UVB dans des sections transversales de feuille à l'aide d'un microspectrophotomètre, instrument qui combine un spectrophotomètre et un microscope (Pietrzak *et al.*, 1995). La plus grande partie de la pigmentation protectrice était située dans la couche palissadique des tissus de la feuille, avec des concentrations relativement moindres dans les régions épidermique et mésophyllique. De plus, les concentrations de pigments absorbant les UVB étaient plus élevées sur la face supérieure de la feuille de soja que sur sa face inférieure, ce qui peut expliquer pourquoi les symptômes de coup de soleil sont habituellement plus marqués sur cette dernière.

5.3.1.3 Tomates

Dans le cadre d'expériences effectuées à l'Université de Guelph, on a utilisé des enceintes à milieu contrôlé afin de déterminer la tolérance aux UVB de 37 variétés de tomates pour transformation (*Lycopersicon esculentum* Mill.). On a soumis les plants au rayonnement UVB ambiant, ainsi qu'à des niveaux d'UVB correspondant à une réduction de 20 % de la couche d'ozone. La diminution de taille des plants résultant des niveaux accrus d'exposition aux UVB variait de 10 % à 32 %, et la surface foliaire des plants était réduite de 10 à 28 %. La réponse aux UVB était aussi caractérisée par une certaine variabilité génétique à l'intérieur des espèces (S. Keelan, Université de Guelph, communication personnelle, 1995).

5.3.1.4 Maïs

Les hybrides de maïs (*Zea mays* L.) ne témoignaient pas d'effets négatifs sur la production de matière sèche, même lorsqu'ils étaient cultivés dans des enceintes à milieu contrôlé sous un rayonnement UVB simulant une réduction de 40 % de la couche d'ozone. Donc, chez les hybrides de maïs canadiens, la tolérance génotypique est suffisante pour réduire au minimum les effets des augmentations prévues des niveaux d'UVB (Van Doren, 1995).

5.3.1.5 Canola

Des chercheurs de l'Université de Guelph ont examiné des variétés de canola (*Brassica napus* et *B. rapa* L) afin de déterminer leur tolérance au rayonnement UVB dans des enceintes à milieu contrôlé. On a cultivé les plants sous des niveaux d'UVB ambiants et à des niveaux correspondant à une réduction de 20 % de la couche d'ozone. Les variétés de *B. Rapa* étaient plus vulnérables au rayonnement UVB que les variétés de *B. napus*. Les différences entre les variétés pour le paramètre de croissance mesuré indiquent que la tolérance aux UVB est une caractéristique qui peut être sélectionnée pour l'obtention de nouvelles variétés (D.J. Home, Université de Guelph, communication personnelle, 1996).

Dans une étude connexe au champ, des chercheurs de l'Université de Guelph ont cultivé les mêmes variétés de canola et les ont exposées à un rayonnement UVB correspondant à une réduction d'environ 25 % de la couche d'ozone. Les plants ont été exposés aux UVB du début de la floraison à la maturité. Le tableau 5.2 montre une tolérance variable au rayonnement UVB chez les deux types de canola, *Brassica napus* et *B. Rapa*. La diminution moyenne du rendement causée par le rayonnement UVB était de 14 %. En 1996, les récoltes canadiennes de canola valaient 2,2 milliards de dollars à la ferme (données du Conseil canadien du canola); donc, une perte de rendement de 14 % équivaudrait à des pertes de revenus de 308 millions de dollars.

Tableau 5.2 Rendement en semences ($kg \cdot ha^{-1}$) de variétés de canola de printemps exposées à un niveau de 10-14 $kJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ d'UVB, correspondant à une réduction de 25 % de la couche d'ozone.

Cultivar	Niveaux accrus d UVB	Témoins	Baisse de rendement par rapport aux témoins (%)
napus			
Bounty	1 765	2 440	27,7
Cyclone	2 255	3 052	26,1
Garrison	6 630	5 546	-19,6
Hyola 401	6 221	5 978	-4,1
Shiralee	2 141	3 809	43,8
Moyenne	3 802	4 165	14,8
B. rapa			
AC Parkland	3 521	6 450	45,4
Horizon	5 591	7 688	27,3
Tobin	4 257	3 283	-29,7
Moyenne	4 457	5 807	14,3

Le canola s'ajuste au stress causé par les UVB en synthétisant des écrans anti-UV de pigments épidermiques de flavonoïdes. Ces concentrations accrues de flavonoïdes protègent la photosynthèse des variations des UV. D'autres recherches effectuées à l'Université de Waterloo ont montré qu'une enzyme essentielle de la respiration (la ribulose-bisphosphate-carboxylase) est photomodifiée par les UVB en une espèce à poids moléculaire supérieur. Ce processus de photomodification est examiné *in vitro* pour étudier le mécanisme d'endommagement des protéines par les UVB (Wilson et Greenberg, 1993a, 1993b).

5.3.1.6 Paille de blé

La paille laissée derrière les moissonneuses-batteuses est incorporée au sol par un labourage superficiel ou, dans le cas des cultures à travail réduit du sol, laissée sur le sol où elle se décompose. Sa décomposition est accélérée par l'exposition à des niveaux élevés d'UVB (Ellert *et al.*, 1995). En plus de fournir des matières brutes pour la formation d'humus, la litière végétale est une source d'énergie pour les organismes du sol et une source de substances nutritives pour les plantes.

Deux expériences récentes ont porté sur l'effet des UVB sur la décomposition de la litière végétale. Dans l'une, on exposait la paille de blé au rayonnement UVB dans des conditions de laboratoire et on mesurait le carbone soluble. Dans l'autre, on plaçait des filtres à UVB au-dessus de paille de blé exposée au rayonnement solaire ambiant. Ensuite, on extrayait et on mesurait le carbone solubilisé. Les résultats des deux expéri-

ences ont montré que la concentration de carbone soluble dans la paille était accrue par l'exposition au rayonnement UVB et que la quantité de carbone solubilisée était en rapport direct avec l'intensité des UVB. Ces rayons peuvent en effet accélérer la décomposition en augmentant la vitesse de libération du carbone dans la litière végétale, ce qui est important dans les milieux arides ou dans les cultures à travail réduit du sol (Ellert *et al.*, 1995).

5.3.1.7 Effets des UVB sur le rendement

De nombreux facteurs déterminent le rendement. Si une plante ne peut pas compenser les dommages physiques causés par les UVB, son rendement va diminuer. Krupa et Kickert (1989) ont examiné des études des effets des UVB sur plus de 100 variétés de 12 importantes espèces de cultures et en ont coté la sensibilité aux UVB d'après les changements de la production de biomasse. Chez les variétés examinées, 40 % n'étaient pas touchées par un rayonnement UVB correspondant à une réduction de 20 % de la couche d'ozone, alors que 60 % l'étaient d'une façon ou d'une autre. Au Canada, la plupart des cultures manifestent une bonne tolérance ou une sensibilité intermédiaire aux augmentations modérées des niveaux de rayonnement UVB (tableau 5.3).

On a utilisé l'approche ci-dessous pour créer un modèle simple de prévision des effets de niveaux accrus de rayonnement UVB sur le rendement des cultures.

- On a utilisé la cote de sensibilité aux UVB de Krupa et Kickert (1989) pour classer les principales cultures canadiennes dans les catégories suivantes : cultures tolérantes, cultures à sensibilité intermédiaire et cultures sensibles. On a exclu les cultures tolérantes des calculs subséquents.
- On a déterminé trois niveaux d'augmentation du rayonnement UVB au-delà du niveau ambiant, soit 5 %, 10 % et 20 %.

Tableau 5.3 Cote de sensibilité aux UVB, basée sur les travaux de Krupa et Kickert (1989)

Cote de sensibilité aux UVB		
CULTURES TOLÉRANTES	CULTURES À SENSIBILITÉ INTERMÉDIAIRE	CULTURES SENSIBLES
blé	orge	avoine
tournesol	seigle	poivron
maïs	soja	concombre
tabac	pois	moutarde
trèfle des prés	tomate	canola
luzerne	pomme de terre	
pâturin du Canada		
dactyle pelotonné		
chou		

- On a ensuite déterminé les trois niveaux de baisse du rendement correspondant aux trois scénarios d'UVB. Le rendement des cultures à sensibilité intermédiaire était réduit de 1 %, de 2,5 % et de 5 % pour des augmentations respectives de 5 %, de 10 % et de 20 % des UVB. Celui des cultures sensibles était réduit de 2 %, de 5 % et de 10 %, respectivement, pour ces mêmes augmentations semblables des UVB.
- On a déterminé la valeur en dollars à la ferme, basée sur les rendements estimés de 1995, pour les cultures à sensibilité intermédiaire et les cultures sensibles.
- On n'a tenu compte ni d'autres stress associés comme la sécheresse, ni de facteurs atténuants possibles comme un accroissement du CO_2 atmosphérique.

Une augmentation de 5 % du niveau des UVB entraînerait des pertes de 89 millions de dollars par année pour les cultures sensibles et à sensibilité intermédiaire (tableau 5.4). Avec une augmentation de 20 % du niveau des UVB, les recettes à

Tableau 5.4 : Pertes de récoltes canadiennes prévues pour une augmentation prévue du rayonnement UVB (cultures tolérant les UVB non incluses).

Culture	Sensibilité aux UVB	Rendement actuel (millions de dollars)	Rendement prévu (millions de dollars) avec une augmentation des UVB de :		
			5 %	10 %	20 %
canola	sensible	2 100	2 048	1 995	1 890
avoine	sensible	226	220	215	203
soja	intermédiaire	700	693	683	665
orge	intermédiaire	796	788	776	756
fruits (d'arbres)	intermédiaire	230	228	224	219
fruits fragiles	intermédiaire	204	202	199	194
pommes de terre	intermédiaire	506	501	493	481
légumes	intermédiaire	652	645	636	619
TOTAL		5 414	5 325	5 221	5 027
DIFFÉRENCE (PERTES TOTALES) (M$)			89	192	387

la ferme seraient réduites de 387 millions de dollars par année. Toutefois, il est très difficile d'étayer la conclusion selon laquelle les diminutions du rendement sont le résultat d'un seul stress spécifique, en l'occurrence les UVB. Néanmoins, sur la base des informations actuelles quant à la réponse des plantes aux UVB, il est raisonnable de supposer que des niveaux accrus d'UVB entraîneraient des pertes de récoltes.

5.3.1.8 Besoins en recherche

Dans plusieurs domaines de recherche, les impacts des UVB n'ont été examinés que sommairement, voire pas du tout; par exemple :

- l'écosystème du sol, avec sa faune et sa flore;
- l'élevage d'animaux et leur santé;
- l'interaction entre les impacts des UVB et les maladies des plantes, les mauvaises herbes et les ravageurs;
- les interactions et la dégradation agrochimiques.

Une bonne compréhension des ramifications des effets dans ces domaines est essentielle pour comprendre l'ensemble des implications des augmentations du rayonnement UVB pour l'agriculture canadienne.

5.3.2 Forêts

Les Canadiens sont les dépositaires de 10 % des terrains forestiers du monde. S'étendant sur 417 millions d'hectares, soit 42 % de la superficie du pays (CCFM, 1995), les forêts du Canada ont une immense importance sur les plans culturel, économique et social. À cause de leur étendue et de leur diversité, elles occupent aussi une place considérable sur le plan écologique, du fait qu'elles procurent un habitat à la faune et qu'elles jouent une rôle primordial dans le système climatique mondial et les processus associés, comme le cycle du carbone.

Les forêts sont dynamiques et continuellement soumises à un ensemble complexe et variable de stress naturels et anthropiques. En 1994, environ 750 000 ha de forêts du Canada ont été détruits par les incendies, 11,6 millions d'hectares défoliés par les insectes et 988 960 ha ont été exploités (CCFM 1995). De plus, on évalue à 35 millions d'hectares la superficie forestière actuellement exposée au dépôt acide et à l'ozone troposphérique. Toutefois, les impacts de ces polluants sont d'ordre régional. À l'échelle nationale, les forêts du Canada sont menacées par deux importants éléments du changement environnemental planétaire : le changement climatique et l'augmentation des niveaux de rayonnement UVB.

Les forêts ont une plus longue durée de vie que les cultures agricoles et seront exposées à des niveaux accrus d'UVB pendant nombre d'années et de décennies. Certains effets à court terme ont été rapportés, et des recherches indiquent que les effets subis par chaque arbre individuellement se cumulent sur un grand nombre d'années (Sullivan et Teramura, 1992). En général, on ne sait que peu de choses des effets des UVB sur les forêts, ce qui est surprenant si l'on considère que les forêts constituent près de 80 % de l'ensemble de la biomasse terrestre (Whittaker, 1975).

La grande majorité de la littérature sur les effets des UVB sur les plantes concerne des espèces cultivées et des cultivars. On connaît relativement peu leurs impacts sur les essences forestières et la plus grande partie des maigres connaissances disponibles proviennent d'expériences de simulation de rayonnement UVB effectuées avec des essences non indigènes au Canada. La seule étude qui a documenté à ce jour les effets des UVB sur le terrain est un rapport de Loucks (1994), qui a relié les niveaux élevés d'UVB à l'échaudage des aiguilles du pin blanc en Ohio et en Ontario en 1993.

5.3.2.1 Effets des UVB sur la photosynthèse dans les arbres

La littérature sur les arbres forestiers indique que le photosystème PS II est plus touché par les UVB que le PS I (Bornman et Teramura, 1993). À cause de différences entre les protocoles expérimentaux, des stades du développement de la plante et des feuilles, de la variabilité des génotypes, ainsi que d'autres facteurs, l'orientation et l'ordre de grandeur attribués à ces effets sur les plantes ne concordent pas d'une étude à l'autre.

Deux études étrangères récentes peuvent illustrer le type des recherches en cours sur les effets des UVB sur la photosynthèse. Dans le cadre de la première, Naidu *et al.* (1993) ont étudié les dommages cumulatifs possibles en exposant sur le terrain des semis de pin à encens de trois ans (*Pinus taeda* L.) à des niveaux ambiants (8,5 $kJ \cdot m^{-2}$ au solstice d'été) ou à des niveaux renforcés (13,5 $kJ \cdot m^{-2}$) d'UVB à action biologique. Les aiguilles les plus jeunes présentaient une diminution de 6 % du rapport de la fluorescence variable à maximale après adaptation à l'obscurité, mais non les aiguilles plus vieilles. On n'a pas noté d'effets des niveaux accrus d'UVB sur d'autres mesures de photosynthèse. Cependant, le rapport isotopique du carbone, qui est une mesure courante d'intégration temporelle de la photosynthèse, était plus négatif dans deux des quatre classes d'âge des aiguilles des semis traités, et la longueur des aiguilles était réduite dans trois classes d'âge. À cause de différences dans les mesures de photosynthèse et dans la composition chimique foliaire entre les aiguilles les plus jeunes et les plus vieilles, les auteurs ont supposé que les différences observées entre les aiguilles exposées à des niveaux accrus d'UVB et celles exposées à des niveaux ambiants pourraient aussi refléter une adaptation à des conditions d'ombre dans le couvert forestier.

Dans le cadre de la seconde étude, Bavcon *et al.* (1996) ont étudié pendant une période de deux ans l'influence des UVB sur la photosynthèse dans des semis d'épicéa commun (*Picea abies* [L.] Karst.). Les niveaux accrus de rayonnement UVB étaient extrêmement élevés (17,7 ou 28 $kJ \cdot m^{-2}$ pendant 8 heures) par rapport aux maxima que pourrait entraîner l'appauvrissement de la couche d'ozone. Les expériences utilisaient aussi la température comme cofacteur étant donné que le traitement s'était appliqué toute l'année. Au cours du deuxième hiver, on a observé des effets synergiques entre les basses températures et les niveaux accrus d'UVB. Les concentrations de chlorophylle étaient inférieures chez les aiguilles d'un et deux ans exposées à des niveaux accrus d'UVB. On a noté chez les plantes traitées une diminution, avec la baisse

de la température de l'efficacité photochimique, de l'indice de vitalité et de l'activité de la photosynthèse, qui entraînait un vieillissement précoce des aiguilles.

5.3.2.2 Effets de UVB sur la croissance et la biomasse des arbres

Sullivan et Teramura (1988) ont examiné l'effet des UVB sur la croissance de semis de *Pinaceae*. On a laissé croître les semis pendant 22 semaines avec une dose quotidienne de 0, 12,4 ou 19,1 kJ·m^{-2} d'UVB à action biologique. La taille des semis était plus petite avec des niveaux accrus d'UVB chez le pin tordu latifolié (*Pinus contorta* Dougl.), le pin rouge (*Pinus resinosa* Ait.) et le pin à encens. Toutefois, la biomasse a augmenté chez l'épinette d'Engelmann (*Picea engelmannii* Parry). Le sapin de Fraser (*Abies fraseri* [Pursh] Poir), le pin à amandes (*Pinus edulis* Engelm.) et le pin noir (*Pinus nigra* Arnold), n'étaient pas touchées. On a observé des réductions de la biomasse chez toutes les autres espèces. Les effets des UVB étaient plus faibles chez les espèces indigènes des altitudes élevées, ce qui suppose une adaptation naturelle aux niveaux supérieurs d'UVB en altitude. On a observé des symptômes visuels, notamment le rabougrissement et le changement de couleur des aiguilles, mais seulement chez trois des dix espèces étudiées.

À l'aide de semis plus vieux (un an) et de temps d'exposition plus longs (sept mois), les mêmes auteurs (Sullivan et Teramura, 1989) ont simulé l'exposition du pin à encens à des taux d'appauvrissement d'ozone de 16 %, 25 % et 40 % (soit 11,5, 13,6 et 19,1 kJ·m^{-2} d'UVB à action biologique). Ils ont constaté que les niveaux accrus d'UVB affectaient la croissance et ils ont suggéré que ces effets pourraient être cumulatifs pendant la saison de croissance.

Afin de vérifier l'hypothèse des effets cumulatifs, Sullivan et Teramura (1992) ont effectué une expérience sur le terrain de trois ans utilisant des éclairements naturels et enrichis en UVB avec des semences provenant de sept latitudes des É.-U. (31°N à 39°N). Après trois saisons d'exposition, ils ont noté des réductions cumulatives de la biomasse pour trois des quatre provenances, ces réductions étant réparties également entre les portions des racines et des pousses. Donc, les réductions de la biomasse ont été attribuées à une diminution générale de l'accumulation de la biomasse plutôt qu'à un déplacement dans la répartition du carbone. Les auteurs en ont conclu que l'appauvrissement continu de l'ozone aurait des effets sur la productivité commerciale des principales espèces exploitées du sud-est. Les différences entre les réponses à l'exposition d'un an et à l'exposition de trois ans montrent bien qu'il faudra procéder à des expériences s'étendant sur plusieurs années pour les essences forestières à longue durée de vie.

Des études sur les arbres (Caldwell *et al.*, 1982) et sur des essences provenant de régions alpines de l'Europe (Rau et Hofman, 1996) ont bien montré que les plantes adaptées à l'altitude sont plus résistantes aux UVB que leurs équivalents de plus basse altitude. On a observé un rapport semblable lors d'une étude portant sur 38 espèces végétales croissant dans des écosystèmes naturels situés sur un gradient d'altitudes à Hawaii (Sullivan *et al.*, 1992; Ziska *et al.*, 1992). Des résultats récents confirment également que la tolérance aux UVB d'essences canadiennes présente une corrélation similaire avec l'altitude (S. L'Hirondelle, Ministry of Forests, Colombie-Britannique, communication personnelle). Donc, il pourrait être nécessaire de tenir compte non seulement de la latitude de la source des semences, mais aussi de son altitude, pour élaborer des stratégies d'adaptation destinées aux terres forestières à gestion intensive.

5.3.2.3 Interaction des niveaux accrus d'UVB avec les concentrations accrues de CO_2 atmosphérique

Les changements environnementaux mondiaux, notamment l'augmentation de la production anthropique de dioxyde de carbone et l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique, sont en train de modifier le milieu de croissance des forêts. C'est pourquoi des études récentes ont examiné les effets des interactions entre les niveaux accrus d'UVB et les concentrations plus élevées de CO_2, habituellement portées au double de leur valeur initiale.

Stewart et Hoddinott (1993), par exemple, ont cultivé en serre des semis de pin gris (*Pinus banksiana* Lamb.) pendant neuf mois avec des concentrations de CO_2 de 350 ou de 750 μmol·mol^{-1} et des niveaux faibles ou élevés d'UVB. Le traitement avec des niveaux élevés d'UVB a diminué le poids sec des semis, bien que celui-ci n'ait pas été touché par les diverses concentrations de CO_2. La distribution du carbone vers la production foliaire était favorisée aux niveaux élevés d'UVB. Ces derniers inhibaient la photosynthèse à 350 μmol·mol^{-1} de CO_2, mais non à 750 μmol·mol^{-1}. Il est intéressant de noter que la densité stomatale était accrue par les niveaux élevés d'UVB, mais non par l'augmentation des concentration de CO_2.

Dans un autre étude, Yakimchuck et Hoddinott (1994) ont examiné les effets interactifs de l'enrichissement en UVB et en CO_2 sur la croissance et la physiologie de semis de trois espèces, le pin gris, l'épinette noire (*Picea mariana* [Mill.] B.S.P.) et l'épinette blanche (*Picea glauca* [Moench] Voss), cultivées à partir de semences pendant 16 semaines. La production de biomasse chez toutes les espèces a augmenté aux fortes concentrations de CO_2 (750 μmol·mol^{-1}), mais diminué aux niveaux élevés d'UVB.

On a mesuré une production de pigments absorbant les UVB plus forte chez le pin gris, essence tolérant mal l'ombre, que chez les essences d'épinettes tolérant l'ombre. Les auteurs ont conclu que les caractéristiques futures de croissance et de compétitivité des semis de conifères seraient altérées par les changements des niveaux ambiants d'UVB et des concentrations de CO_2.

Sullivan et Teramura (1994) ont poursuivi leurs études sur le pin à encens en examinant les effets des niveaux accrus des UVB (13,8 kJ·m^{-2} d'UVB) combinés à des concentrations accrues de CO_2 (650 μmol·mol^{-1}). Le rayonnement UVB accru a réduit la biomasse des semis de 12 % après 22 semaines de

traitement aux deux concentrations de CO_2 (350 et 650 $\mu mol \cdot mol^{-1}$). Cependant, la distribution de la matière sèche était altérée par l'interaction entre les UVB et le CO_2, ce qui se traduisait par une augmentation de l'allocation de matière sèche aux composantes des pousses par le rayonnement UVB lorsque la concentration de CO_2 était de 350 $\mu mol \cdot mol^{-1}$, et aux racines lorsqu'elle était de 650 $\mu mol \cdot mol^{-1}$. Les auteurs ont indiqué que ces interactions subtiles pourraient être importantes dans le futur pour l'établissement et la compétition des semis.

Ces quelques études indiquent qu'on ne doit pas examiner isolément les impacts des UVB sur les forêts. On doit plutôt étudier ensemble les effets des deux facteurs dominants du changement de l'environnement planétaire, les UVB et le CO_2, qui doivent être vus comme des stress agissant en interaction lorsqu'on étudie les impacts vraisemblables de l'un ou de l'autre sur les forêts.

5.3.2.4 Nouvelles recherches canadiennes

Actuellement, au moins trois centres sont engagés activement dans des recherches sur les effets des UVB sur les arbres forestiers du Canada. Leurs programmes en sont à divers stades de développement et ils sont axés sur différents aspects du problème.

Ressources naturelles Canada, Service canadien des forêts

Le Centre forestier de l'Atlantique du Service canadien des forêts (SCF), situé à Fredericton, effectue depuis 1993 des recherches à l'interne et en collaboration sur les effets des UVB. Dans le cadres d'études initiales en collaboration avec des collègues du R.-U., on a utilisé des espèces culturales « modèles » permettant de déterminer rapidement la direction et l'importance des effets des UVB sur les cuticules. Cette information a ensuite servi à l'optimisation du modèle expérimental pour des travaux à plus long terme sur des espèces d'arbres. Les réponses d'espèces de monocultures, de mutants transgéniques et de six variétés de pois (*Pisum sativum* L.) ont indiqué que des niveaux modérément accrus d'UVB pouvaient entraîner des altérations nuisibles et spécifiques à la fois des propriétés de la surface foliaire et de la composition chimique de la cire épicuticulaire (Barnes *et al.*, 1994; Barnes *et al.*, 1996; Gonzalez *et al.*, 1996).

Depuis, des recherches parrainées par le SCF et le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie (CRSNG) ont porté sur les effets des UVB sur les caractéristiques physico-chimiques des surfaces, les propriétés des surfaces, l'ultrastructure et la physiologie foliaire. Dans l'une des études, des semis de deux ans de quatre espèces d'épinettes, l'épinette blanche, l'épinette rouge (*Picea rubens* Sarg.), l'épinette noire et l'épicéa commun, ont été exposés à un gradient d'UVB biologiquement actifs (0,81-6,61 $kJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$) pendant une période de 11 semaines, de l'éclosion à l'établissement des bourgeons. La composition chimique de la cire épicuticulaire était touchée chez toutes les espèces à mesure que le dosage augmentait (Gordon *et al.*, 1995). Les effets apparaissaient souvent assez tôt pendant la durée de 35 jours de l'expérience. Entre autres choses, les proportions de nonacosanediol et d'ester alkylique augmentaient dans les aiguilles de l'épicéa commun, alors qu'on notait une augmentation des acides gras sur les aiguilles des épinettes noires, ainsi que des proportions accrues d'estolide dans la cire des aiguilles de l'épinette rouge (Gordon *et al.*, 1997a). Cependant, l'épicéa commun était la seule espèce chez laquelle on observait une réduction due aux UVB de l'extension internodale. Il faut toutefois noter que la plus forte augmentation d'UVB dans cette étude (6,6 $kJ \cdot UVB_{BE}$ $m^{-2} \cdot d^{-1}$) était faible par rapport aux autres dosages pour lesquels on a rapporté des effets significatifs chez des espèces de conifères.

On a confirmé des indications préliminaires d'un effet direct des UVB au niveau enzymatique sur la biosynthèse de la cire chez une essence indigène décidue, l'érable à sucre (*Acer saccharum* Marsh.). On a étudié la synthèse *de novo* de la cire à l'aide de techniques de radiotraçage et par l'irradiation de disques de feuilles par des UVB biologiquement actifs pendant l'absorption de [1-^{14}C] acide acétique et de sel de sodium. L'incorporation maximale de [1-^{14}C] acide acétique dans les cires épicuticulaires survenait à 6,2 $kJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ et diminuait notablement aux doses supérieures d'UVB (Gordon *et al.*, 1997b). L'incorporation de [1-^{14}C] acide acétique dans les esters alkyliques diminuait, alors que l'incorporation dans les alcanes augmentait proportionnellement à la dose d'UVB. Ces résultats initiaux font l'objet d'un suivi utilisant des techniques d'étiquetage par isotopes radioactifs et lourds afin de déterminer l'effet des UVB sur l'activité enzymatique à un stade critique pendant la biosynthèse de la cire des conifères.

Au cours de la première étape d'une étude parallèle en trois phases maintenant en cours, le ministère des Ressources naturelles et de l'Énergie du Nouveau-Brunswick et le Ministry of Forests (Colombie-Britannique), en partenariat avec le SCF, étudient actuellement la sensibilité aux UVB de 20 essences d'arbres canadiens au stade de semis juvéniles. Simultanément, on effectue des expériences de modélisation de la croissance physiologique d'une espèce sensible en utilisant les UVB et l'azote comme cofacteurs. La troisième phase comporte des recherches de génie génétique visant la production de plantes devant servir de bioindicateurs sur le terrain des effets des UVB.

Ministry of Forests (Colombie-Britannique)

Des recherches sur les effets des UVB sont en cours depuis 1995 à la station de recherche de Glyn Road, Victoria, du Ministry of Forests de Colombie-Britannique. Trois études sont terminées et une autre se poursuit. Dans le cadre d'une des études terminées, on a exposé des semis de trois mois d'épinette d'Engelmann croissant à cinq altitudes (850-1700 m) à 0, 4,75, 9,5 ou 14,25 $kJ \cdot m^{-2}$ d'UVB pendant six heures par jour. On a effectué diverses mesures sur les semis (morphologie, biomasse, fluorescence de la chlorophylle, fuite de la membrane, teneur en pigments et résistance au gel). On a noté d'importants effets dus à l'altitude. Les semis croissant à plus basse altitude présentaient des changements mor-

phologiques et physiologiques à la dose d'UVB la plus forte (Binder et L'Hirondelle, 1996).

Dans une seconde étude, L'Hirondelle et Binder (1996) ont exposé des semis d'épinette de Sitka (*Picea sitchensis* [Bong.] Carr.) et de sapin de Douglas côtier (*Pseudotsuga menziesii* [Mirb.] Franco) croissant à trois altitudes à des doses d'UVB de 0, 4, 8 et 14 $kJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$. Les semis d'épinette de Sitka étaient moins sensibles que ceux de sapin de Douglas. Après moins de quatre jours d'exposition, les semis de sapin de Douglas exposés aux plus fortes doses étaient morts. Aux doses plus faibles, on a noté d'importants effets des UVB sur la taille, le diamètre du collet et le poids sec des semis de sapin de Douglas. Le poids sec de ceux-ci accusait une diminution de 34-37 % pour une hausse des UVB de 0 à 8 $kJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$, alors que celui des semis d'épinette de Sitka diminuait de 20 % pour la même gamme. On n'a pas noté d'effet général de l'altitude sur la réponse dans la gamme étudiée.

On a étudié d'autres espèces dans le cadre d'une troisième étude, de conception semblable à celle des précédentes. On a montré que la résistance au gel diminuait en relation inverse de la dose d'UVB chez des semis d'épinette blanche cultivés en serre, mais qu'elle augmentait chez des semis de sapin de Douglas en serre (S. L'Hirondelle, Ministry of Forests, Colombie-Britannique, communication personnelle). Une quatrième étude, en cours, porte sur le thuya géant (*Thuja plicata* Donn.).

Centre for Forest Biology, Université de Victoria

Des travaux de recherche effectués sous la direction de M. D.P. Ormrod portent sur la génétique moléculaire, la physiologie, l'anatomie et la morphologie des arbres. Le but de ces travaux est de vérifier que la gamme des génotypes maintenant utilisée pour la régénération des forêts peut se développer normalement sous un rayonnement UVB plus important.

Les objectifs à court terme sont les suivants :

1. comparer le sapin de Douglas avec d'autres espèces de conifères et avec des systèmes de plantes modèles pour ce qui est de leur réponse défensive aux UVB et à d'autres agresseurs environnementaux;
2. définir les éléments communs des réponses des espèces;
3. faire des comparaisons entre les génotypes de chaque espèce.

On utilise des enceintes de croissance et une installation de simulation des conditions sur le terrain. Les espèces exposées sont notamment le sapin de Douglas, le pin ponderosa (*Pinus ponderosa* Laws.), le thuya géant, la pruche de l'Ouest (*Tsuga heterophylla* [Raf.] Sarg.) et l'épinette blanche. Les autres agresseurs dont les effets doivent être examinés avec ceux des UVB sont notamment la sécheresse, la chaleur, le froid et une forte irradiance dans le visible.

5.3.2.5 Besoins en recherche et en surveillance

Les effets à long terme des UVB sur la croissance des écosystèmes naturels, sur les forêts aménagées ou non, sur la structure de la biodiversité et sur la durabilité des forêts ne peuvent être prévus de façon précise avec la base de connaissances limitée maintenant disponible. À l'exception de plusieurs rapports d'études de simulation sur le terrain pendant plusieurs années, la recherche scientifique expérimentale sur les arbres forestiers a été effectuée en laboratoire, au niveau des semis, du feuillage et des cellules. Pour l'instant, il n'est pas possible d'extrapoler ces données aux conditions sur le terrain (Percy et Hall, 1997).

Compte tenu de ces lacunes, on devrait accorder la priorité aux domaines de recherche suivants :

- dépistage et détermination des espèces, des génotypes et des stades de croissance sensibles;
- repérage des attributs biochimiques et physiologiques contribuant à la sensibilité ou à la résistance;
- modélisation des effets sur la croissance des semis;
- simulations pluriannuelles des conditions sur le terrain d'une exposition accrue aux UVB;
- instrumentation de sites sélectionnés de surveillance de la santé des forêts pour la mesure en continu des UVB;
- prise en compte des UVB dans les stratégies d'amélioration génétique et de reforestation;
- étude des effets sur la reproduction;
- évaluation de la possibilité d'altération de la biodiversité par les UVB dans les écosystèmes forestiers.

La période de 50 ans d'appauvrissement marqué de l'ozone pourrait affecter très gravement la productivité des forêts canadiennes. Les dommages chroniques causés par les UVB à nos essences de longue vie et de croissance lente pourraient avoir des conséquences d'une portée considérable, mais qui ne sont pas encore visibles.

5.4 Écosystèmes des eaux douces et des milieux humides

Au Canada, on a examiné les effets du rayonnement UV de façon plus intensive dans les écosystèmes d'eau douce que dans les écosystèmes terrestres et marins et dans ceux des milieux humides. Les effets chimiques et biologiques sur les écosystèmes d'eau peu profonde, entre autres, peuvent être importants. Combinées à d'autres agresseurs, les hausses des niveaux de rayonnement UVB peuvent toucher une grande variété de fonctions et de processus des écosystèmes. Par exemple, on note une baisse de la productivité primaire, des perturbations des cycles des substances nutritives, des altérations des structures communautaires et une modification des profils de produits chimiques toxiques dans la chaîne trophique. Il peut également y avoir des impacts socio-économiques. En grande partie à cause de la nature non linéaire des réponses de l'écosystème aux UVB, les scientifiques arrivent beaucoup mieux à décrire ces effets qu'à les quantifier, les modéliser ou en prévoir l'importance relative.

5.4.1 Eaux intérieures

On sait que la pénétration des UVB dans les lacs boréaux varie en fonction de la concentration de carbone organique dissous (COD) (Scully et Lean, 1994). Avec le déclin des

teneurs en COD, on note une augmentation exponentielle de la pénétration des UVB dans la colonne d'eau. Schindler *et al.* (1996) ont montré que le réchauffement climatique, le dépôt acide et le rayonnement ultraviolet sont intimement liés par des interactions avec le COD. Des données recueillies pendant 20 ans dans 46 lacs du nord-ouest de l'Ontario indiquent un déclin marqué des teneurs en COD de l'eau, qui ont en moyenne baissé de 15 à 20 %, permettant une augmentation de la pénétration des UVB dans l'eau de 22 % à 60 %. L'étude a conclu que le réchauffement climatique et l'acidification des lacs a produit des baisses significatives de la teneur en COD des lacs boréaux. En gros, les réactions chimiques et biologiques induites par les UV ont causé des changements dans les écosystèmes aquatiques qu'on n'attribuait auparavant qu'aux intrusions acides. Yan *et al.* (1996) sont arrivés à des conclusions semblables dans leur analyse du déclin des teneurs en COD et de l'ensemble des impacts terrestres et aquatiques sur la dynamique du cycle du carbone dans le lac Swan (Ontario) et son bassin.

De plus, dans une analyse générale de modélisation empirique portant sur plus de 2 000 lacs de tout l'est de l'Amérique du Nord et de l'ouest des États-Unis, Williamson *et al.* (1996) ont déterminé les relations entre la teneur en COD et la profondeur de pénétration des UVB. Leur étude suggère que, dans les lacs à teneur en COD inférieure à 2 $mg \cdot L^{-1}$, la profondeur de pénétration des UVB était plus sensible aux changements des teneurs en COD qu'aux changements de l'ozone stratosphérique.

En exposant le zooplancton à divers niveaux de rayonnement UVB solaire, Williamson *et al.* (1994) ont montré que les UVB, même à des niveaux ambiants, empêchent certaines espèces de zooplancton de fréquenter leurs écotones préférés.

Par des expériences dans des canaux étroits protégés contre diverses longueurs d'ondes du rayonnement solaire, Bothwell *et al.* (1994) ont montré que, bien que des niveaux accrus de lumière UV aient fait diminuer la production primaire de phytoplancton comme prévu, ces niveaux ont fait baisser encore plus la population de chironomidés se nourrissant de phytoplancton. Il en est donc résulté un accroissement de la biomasse accumulée de phytoplancton par suite de l'exposition à des niveaux plus élevés d'UV, même si la production primaire de la biomasse de phytoplancton était réduite. Ces résultats sont dus à l'affaiblissement d'un lien vital dans la chaîne alimentaire et à la baisse du transfert de production primaire aux niveaux supérieurs; leurs implications sont inquiétantes pour ce qui est de l'intégrité de la chaîne alimentaire et de la persistance des espèces et des attributs souhaitables dans les écosystèmes aquatiques.

Récemment, dans l'ouest du bassin du lac Érié, des proliférations d'algues bleues toxiques *Microcystis* sont apparues. Avant cette prolifération d'algues, des épisodes de colonisation intensive par la moule zébrée exotique et des perturbations simultanées de la dynamique des populations algales avaient clarifié l'eau, ce qui avait augmenté la profondeur de la zone photique des UVB.

Les hydrocarbures aromatiques polycycliques (HAP) sont un groupe de polluants toxiques et mutagènes qu'on retrouve partout. Greenberg *et al.*, à l'Université de Waterloo, ont observé que le rayonnement ambiant d'UV augmente notablement la toxicité des HAP pour *Lemna gibba* (plante aquatique supérieure), *Daphnia magna* (invertébré aquatique) et des bactéries aquatiques. Mais, ce qui est plus grave, ils ont constaté que les HAP sont rapidement photo-oxydés par le rayonnement solaire en composés nettement plus toxiques. Cependant, étant donné que les calculs des charges de HAP dans l'environnement ne sont basés que sur les produits chimiques intacts, les impacts de ces substances ont vraisemblablement été sous-estimés (Wilson et Greenberg, 1993a; Huang *et al.*, 1995; Ren *et al.*, 1994).

5.4.2 Amphibiens

Les effets des niveaux accrus de rayonnement UVB sur les amphibiens pourraient être multiples. Les effets directs possibles sont notamment la mortalité, des anomalies du développement embryonnaire et larvaire, des dommages aux organes exposés comme les yeux et la peau et des effets systémiques dus à la suppression du système immunitaire (van der Leun et de Gruijl, 1993). Parmi les effets indirects, on note des changements dans l'abondance relative des prédateurs, des parasites et des espèces en compétition, ainsi que des effets toxiques liés à la production de substances chimiques ou à leur expulsion des sédiments par suite de réactions photochimiques (Ovaska et Pauli, 1997).

En Amérique du Nord, très peu de recherches ont porté sur les effets des UVB sur les amphibiens (grenouilles, crapauds, salamandres, etc.). Au Canada, Grant et Licht (1995) ont effectué des expériences en laboratoire sur les oeufs et les larves de plusieurs espèces de grenouilles et de crapauds communs en Ontario afin d'établir les doses létales et sublétales de rayonnement UVA et UVB. Les oeufs étaient soit exposés directement, soit non traités. Après l'éclosion des oeufs non exposés, on testait les formes larvaires et métamorphosées obtenues. L'étude a conclu que les niveaux et les fluctuations actuelles de rayonnement UV en Ontario ne semblaient avoir d'effets nocifs sur aucun des stades du cycle biologique des espèces indigènes d'amphibiens testées. Une combinaison de facteurs, comme une abondante gelée recouvrant les oeufs, des mécanismes de photoréparation dans les embryons, la pigmentation par des mélanines et des mécanismes de protection physique dans l'environnement, est suffisante pour protéger ces amphibiens aux niveaux actuels d'exposition.

Cependant, plusieurs études de lacs du centre et du nord de l'Ontario font craindre des effets nocifs dus aux interactions entre les UVB, le changement climatique et l'acidification des lacs (Schindler *et al.*, 1996, Yan *et al.*, 1996). Dans l'une de ces études, Mallory *et al.* (1997) ont décrit les profils d'irradiance des UVB dans le centre de Ontario; ils ont ensuite établi des liens entre ces profils et les caractéristiques chimiques actuelles des lacs et les préférences d'habitat des amphibiens en vue d'effectuer une évaluation préliminaire

des risques. Leur modélisation des profils des UVB depuis 1979 suggère que l'exposition des oeufs et des embryons des amphibiens aux UVB a augmenté à cause d'accroissements directs de l'irradiance. Les auteurs ont conclu que, bien qu'aucune étude ne présente des mesures de la mortalité réelle due à l'impact cumulé de l'acidité, du changement climatique et des UVB, il y a néanmoins un fort risque que la synergie des impacts n'ait des effets graves sur les réseaux alimentaires des lacs, la structure et la composition de l'habitat, ainsi que sur la reproduction et physiologie des amphibiens, du fait de ces stress et d'autres stress anthropiques (M.L. Mallory, comm. pers.).

Ovaska et Pauli (1997) ont présenté un bref synopsis des recherches sur les UVB et les amphibiens effectués au cours des deux dernières décennies, qui renforce les conclusions quant au manque de données dans ce domaine. Ces auteurs et d'autres soulignent aussi l'importance d'étudier les impacts cumulatifs des UVB avec des stress comme les pluies acides, le réchauffement mondial, les infections fongiques et les produits chimiques toxiques (Grant et Licht, 1993; Scully et Lean, 1994; Blaustein *et al.*, 1994). Pour compenser la rareté des données sur la résistance de différentes espèces, Ovaska (Ovaska et Pauli, 1997) a développé des cotes de vulnérabilité aux UV pour les amphibiens, basées sur l'exposition potentielle aux stades de l'oeuf, de la larve et de l'adulte. Les cotes obtenues révèlent que de nombreuses espèces d'amphibiens du Canada sont vulnérables à un accroissement du rayonnement UVB solaire, particulièrement aux stades de l'oeuf et de la larve. Les espèces vulnérables sont notamment le crapaud de l'Ouest (*Bufo boreas*), la grenouille maculée (*Rana pretiosa*) et le crapaud *Bufo a. hemiophrys*. Dans le cas des salamandres, les espèces sensibles sont notamment la salamandre foncée (*Ambystoma gracile*), le triton rugueux (*Taricha granulosa*) et la salamandre tigrée (*Ambystoma tigrinum*). Cependant, environ 50 % des espèces de salamandres du Canada ne sont pas exposées au rayonnement solaire aux premiers stades de leur développement. Des cotes relatives comme celles-là sont des outils clés pour l'établissement des priorités de rapport, de recherche et de surveillance.

5.4.3 Besoins en recherche

À cause de l'association complexe des impacts des UVB avec d'autres facteurs environnementaux, les besoins en recherche sont variés. Les plus importants sont notamment la nécessité d'une approche intégrée pour l'étude des effets sur les écosystèmes, qui devrait aider à trouver les moyens de réduire ces impacts au minimum, ou de s'y adapter. Dans un premier temps, ces recherches devraient être concentrées sur les milieux humides, étant donné qu'il s'agit des écosystèmes qu'on suppose les plus sensibles aux changements des niveaux d'UVB.

Les autres besoins en recherche sont notamment :

- le développement et l'application de spectres des effets biologiques (coefficients d'inhibition, fonctions de pondération biologique, etc.) couvrant les diverses espèces fauniques et floristiques des écozones canadiennes;
- l'étude des impacts des activités d'aménagement du territoire (p. ex. la coupe à blanc) sur les effets des UVB sur les cours d'eau;
- la détermination du changement génétique induit par les UV dans la flore et la faune canadiennes;
- l'évaluation des impacts cumulés de divers agresseurs écologiques comme le changement climatique, les pluies acides, les UVB et les produits chimiques toxiques, et des liens entre ceux-ci.

5.5 Écosystèmes marins

Couvrant 71 % de la surface de la Terre et contribuant pour quelque 40 % à la productivité biologique primaire mondiale, l'environnement marin est d'une importance fondamentale pour la santé de la planète. La croissance des plantes marines (et surtout du phytoplancton) contribue à des réseaux alimentaires essentiels pour les poissons, les oiseaux, les mammifères marins et les humains. De plus, la production marine primaire joue un rôle primordial dans le changement climatique mondial en assurant, conjointement avec des processus physiques, le maintien d'un immense puits océanique variable pour l'absorption du dioxyde de carbone atmosphérique (Sarmiento et Bender,1994). Les niveaux accrus de rayonnement UVB réduisent la productivité primaire marine et pourraient modifier la structure du réseau alimentaire. Il est donc indispensable d'évaluer ces impacts sur les écosystèmes marins et de comprendre comment tout changement à grande échelle pourrait interagir avec les processus physiques et chimiques de l'océan et toucher, par exemple, les stocks de poissons et le climat mondial.

Les UVB sont nocifs pour de nombreux processus biologiques (Vincent et Roy, 1993) et ils pénètrent dans les eaux des océans jusqu'à des profondeurs écologiquement significatives (Jerlov, 1950; Smith *et al.*, 1992). Ils provoquent aussi dans les eaux de surface des transformations photochimiques qui peuvent augmenter la disponibilité des matières organiques (Kieber *et al.*, 1989) et des substances nutritives essentielles (Bushaw *et al.*, 1996). Mais, bien que les niveaux accrus d'UVB influent sur de nombreux processus écologiques critiques dans l'océan, leurs effets nets sont difficiles à prévoir au niveau de l'écosystème. Les impacts des UVB doivent non seulement être décrits, mais aussi être quantifiés et évalués dans le contexte de la réponse de l'écosystème. Pour cette tâche très difficile, on utilise généralement une série d'approches complémentaires, soit :

- la démonstration des effets des UVB sur des processus physiologiques spécifiques, ainsi que sur la croissance et la survie d'organismes;
- la quantification de ces effets dans la nature en fonction de l'exposition aux UV grâce à des expériences sur le terrain, à l'extrapolation des résultats obtenus en laboratoire ou à la détection directe des effets des UVB sur le terrain;
- la prévision des réponses écologiques complexes aux niveaux accrus d'UVB par la quantification de la sensibilité

relative de liens écologiques clés ou par l'observation expérimentale des réponses de l'écosystème à des niveaux différents d'UVB;

- la synthèse des réponses aux UVB dans un contexte biogéochimique comme moyen de compréhension des impacts possibles sur les écosystèmes, les pêches et le climat mondial.

On a réalisé des progrès substantiels dans les recherches touchant les UVB et les écosystèmes marins mais, pour l'instant, on ne peut prévoir de façon fiable les réponses des écosystèmes marins à l'appauvrissement de la couche d'ozone.

5.5.1 Résumé des recherches

Des recherches récentes ont renforcé la conclusion selon laquelle des changements de l'exposition aux UVB altèrent la croissance, le taux de survie et les activités biogéochimiques de microbes, de végétaux et d'animaux marins. L'endommagement de l'ADN est un effet particulièrement important des UVB qui touche directement la survie (Karentz *et al.*, 1991). Cependant, les UVB ont d'autres effets directs, comme des interférences avec l'orientation (et, par conséquent, les déplacements verticaux) du phytoplancton motile (Häder et Worrest, 1991), l'altération du métabolisme de l'azote (Döhler, 1992; Göes *et al.*, 1995) et de la photosynthèse chez le phytoplancton (Cullen et Neale, 1994), une mortalité accrue des larves (Vetter, 1996), ainsi que des impacts négatifs sur des processus allant de l'infection virale au succès de l'éclosion des oeufs des poissons (Hunter *et al.*, 1979; Hunter *et al.*, 1982).

Des méthodes différentes ayant été utilisées pour produire et quantifier l'irradiance expérimentale dans des études clés, il est difficile de déterminer quels processus physiologiques sont les plus sensibles au rayonnement UVB solaire. Une comparaison des résultats nécessite une fonction de pondération biologique (appelée aussi spectre des effets biologiques) pour quantifier l'irradiance à effet biologique (Caldwell *et al.*, 1986; Cullen et Neale, 1996). Des fonctions de pondération biologique ont été déterminées pour des processus clés comme l'endommagement de l'ADN et l'inhibition de la photosynthèse et de la motilité chez le phytoplancton. La variabilité naturelle de ces fonctions et la détermination des fonctions de pondération biologique pour d'autres processus sont des domaines de recherche active. Pour le phytoplancton (Karentz *et al.*, 1991a; Pelletier *et al.*, 1996), le zooplancton (Williamson *et al.*, 1994) et les larves de poissons (Vetter, 1996), on note de fortes différences entre les espèces pour ce qui est de la sensibilité aux UVB.

On a aussi découvert d'importantes réponses qui tendent à contrer les effets des UV, notamment la synthèse d'agents filtrant les UV comme les acides aminés de type mycosporine (Karentz *et al.*, 1991b) et d'antioxydants comme les caroténoïdes et des enzymes spécifiques (p. ex. la superoxyde-dismutase) qui protègent contre les formes actives d'oxygène produites sous l'influence du rayonnement UV (Lesser, 1996). Les dommages causés à l'ADN par les UVB peuvent aussi être réparés : la photoréactivation (Weinbauer *et al.*, 1996; Wilhelm *et al.*, 1996) et la réparation par excision en sont les deux principaux mécanismes (Karentz *et al.*, 1991; Buma *et al.*, 1995; Jeffrey *et al.*, 1996).

De nombreuses études ont montré une influence directe des niveaux altérés d'UVB sur des processus écologiques importants dans les eaux naturelles (Wängberg *et al.*, 1996), et des effets biologiques des UVB ont été détectés à plusieurs dizaines de mètres de profondeur dans la colonne d'eau (Smith *et al.*, 1992). L'effet biologique le mieux quantifié est peut-être l'inhibition de la photosynthèse à court terme (de quelques heures à un jour) du phytoplancton dans l'Antarctique (Helbling *et al.*, 1994; Neale *et al.*, 1994; Prézelin *et al.*, 1994). À mesure qu'on raffine les approches et que le nombre des observations augmente, on note, malgré une certaine variabilité, des convergences entre les estimations de l'inhibition de la photosynthèse associée à l'appauvrissement de l'ozone. La productivité quotidienne dans la colonne d'eau est notablement diminuée par les UVA et les UVB dans des conditions normales d'ozone et elle pourrait être réduite de quelques points de pourcentage sous le trou dans la couche d'ozone de l'Antarctique ou dans une région touchée par un grave appauvrissement du même type. La plupart des mesures des effets des UV sur le plancton nécessitent le confinement d'échantillons pendant des périodes d'une heure à un jour ou plus dans des conditions simulant des profondeurs fixes. Or, dans la nature, les organismes planctoniques sont très souvent mélangés par les vents près de la surface, de sorte que les résultats obtenus pour des profondeurs fixes pourraient bien ne pas être fondés (Cullen et Neale, 1994; Helbling *et al.*, 1994). Malgré les incertitudes dues au mélange vertical, de plus en plus de chercheurs sont d'avis que, même dans des conditions normales d'ozone, les UV jouent dans les eaux de surface un rôle écologique majeur qui influe sur la productivité, la survie et la distribution du bactérioplancton et du phytoplancton. Il s'ensuit que des niveaux accrus d'UVB dus à l'appauvrissement de la couche d'ozone devraient altérer les processus écologiques dans l'océan.

5.5.2 Prévision de la réponse des écosystèmes

Les réponses des écosystèmes aux niveaux accrus d'UVB devraient survenir à des échelles temporelles variant du jour à l'année et provoquer des réponses d'adaptation, la sélection d'espèces et des changements dans les interactions du réseau alimentaire. Par exemple, les travaux de Bothwell *et al.* (1994), décrits ci-dessus dans la section sur les eaux intérieures, ont montré comment l'exposition à des niveaux accrus d'UVB pourrait entraîner une augmentation de la biomasse végétale à cause de changements dans le réseau alimentaire. Des expériences semblables peuvent être faites afin d'examiner l'influence des UVB sur les systèmes estuariens ou côtiers (Ferreyra, 1995), mais les niveaux d'UVB ne peuvent être modifiés expérimentalement dans les conditions réelles d'écosystèmes océaniques ouverts. Par conséquent, les chercheurs qui étudient les écosystèmes marins naturels

doivent se fier à des informations sur les sensibilités relatives des différents éléments de ces systèmes. À l'heure actuelle, on ne peut faire de prévisions fiables parce qu'on ne dispose que de très peu d'informations quantitatives sur les effets du mélange vertical et sur les sensibilités aux UV des oeufs, du zooplancton et des larves de poisson vivant dans les couches superficielles. De plus, les effets nets sur l'activité microbienne ne peuvent être isolés. Les UVB induisent des processus photochimiques qui pourraient renforcer l'activité microbienne, mais ils ont aussi des effets directement délétères pour les microbes des couches superficielles (Herndl *et al.*, 1993).

Certains dinoflagellés toxiques ont des mécanismes de photoprotection contre les UV (Carreto *et al.*, 1989) qui pourraient leur donner un avantage compétitif dans un milieu à niveaux accrus d'UVB. Une telle réponse aux changements dans les niveaux d'UVB pourrait entraîner une plus forte prédominance d'algues toxiques ou nuisibles dans les systèmes côtiers ou estuariens. Des augmentations des niveaux d'UVB pourraient aussi favoriser des espèces de phytoplancton qui produisent du sulfure de diméthyle, gaz réactif qui joue un rôle dans la formation des nuages et donc influe sur le climat local et le bilan thermique. Les UVB ont des effets directs tant sur la synthèse du diméthylsulfidiopropionate (DMSP, précurseur du sulfure de diméthyle) dans le phytoplancton estuarien (Sakka *et al.*, 1996) que sur les vitesses de photolyse du sulfure de diméthyle dans l'eau de mer (Crocker *et al.*, 1995). On a aussi identifié l'influence des UVB sur la composition des espèces et, donc, sur la production de diméthylsulfure et sur les interactions du réseau alimentaire, dans la compétition entre les diatomées et le prymnésiophyte *Phaeocystis* dans les eaux de l'Antarctique (Davidson et Marchant, 1994; Karentz et Spero, 1995).

À l'heure actuelle, il n'y a pas de données infirmant l'hypothèse que les niveaux accrus d'UVB dus à l'appauvrissement de l'ozone pourraient altérer la composition en espèces des communautés de phytoplancton et la structure du réseau alimentaire. Toutefois, aucun changement de ce type n'a encore été documenté dans l'océan et cela n'est pas surprenant, étant donné la variabilité inhérente des systèmes marins et notre manque d'informations de base.

5.5.3 Synthèse

Malgré les nombreuses incertitudes quant aux impacts des UVB sur la productivité primaire et la structure du réseau alimentaire, il est important d'évaluer les implications mondiales des changements qui pourraient survenir. Par exemple, quelles sont les conséquences possibles d'une diminution hypothétique (p. ex. 5 %) de la productivité primaire associée à l'appauvrissement de l'ozone ? Pour répondre à cette question, on pourrait évaluer le taux annuel mondial de fixation de dioxyde de carbone par le phytoplancton marin et supposer qu'une réduction de 5 % de ce puits se traduirait directement par une réduction équivalente (ou directement proportionnelle) du dioxyde de carbone atmosphérique emmagasiné dans l'océan. Toutefois, cette valeur serait surestimée parce que seulement une fraction de la production primaire marine influe sur l'équilibre entre le CO_2 atmosphérique et le CO_2 océanique. Cette fraction , appelée « nouvelle production », est constituée de la matière organique qui peut être transportée dans les zones profondes de l'océan par l'enfoncement des particules ou par des déplacements d'eau (Eppley et Peterson, 1979). Mais, parce que l'exportation de matières organiques des couches superficielles est en grande partie équilibrée par le mélange ascendant du dioxyde de carbone, la nouvelle production ne peut servir de mesure directe du flux du carbone atmosphérique absorbé par les océans (Platt *et al.*, 1992; Cullen et Neale, 1994). Par conséquent, on ignore encore les conséquences possibles de l'appauvrissement de l'ozone sur le dioxyde de carbone atmosphérique, par l'intermédiaire de l'inhibition de la production primaire marine. Cependant, il est probable qu'il soit beaucoup plus faible que la réduction du taux de fixation du carbone comme tel (Peng, 1992).

Les relations générales entre la production primaire et la production de poissons (Nixon, 1988) servent à illustrer ce que pourraient être les impacts des niveaux accrus d'UVB sur les pêches. Cependant, une approche plus rigoureuse est nécessaire pour estimer dans quelle mesure l'inhibition de la production primaire près de la surface influence la productivité des grands stocks de poissons. Les niveaux accrus d'UVB inhibent la croissance du phytoplancton surtout près de la surface au printemps et en été, loin des eaux côtières qui reçoivent des concentrations supérieures de matières organiques dissoutes absorbant les UV, ainsi qu'aux latitudes plus élevées. On ignore comment l'inhibition de la productivité pendant ces périodes et en ces lieux affecte les flux d'énergie dirigés vers les niveaux trophiques supérieurs (Comité scientifique international de l'Arctique, 1995). Donc, nous ne pouvons pas prévoir si les réductions de la productivité primaire associées à l'ozone, par opposition à une baisse générale de la production primaire, sont plus ou moins susceptibles d'influer sur les stocks de poissons.

5.5.4 Orientations futures pour la recherche canadienne

Bien que de grands progrès aient été réalisés, d'importantes questions quant aux effets de l'appauvrissement de l'ozone sur les systèmes marins restent encore sans réponse. Les informations concernant les effets des UV sur les niveaux trophiques inférieurs et sur les transformations photochimiques s'accumulent rapidement et on commence à évaluer la variabilité naturelle de ces processus. Des instruments pour la mesure des UV dans le milieu marin sont disponibles dans le commerce, on a établi des modes opératoires expérimentaux pour l'évaluation quantitative des effets des UV, et on a testé des techniques de détection des impacts physiologiques des UV dans la nature.

Le moment est venu d'utiliser toutes ces ressources afin d'obtenir une évaluation quantitative globale des effets des UV, basée sur l'écosystème. Pour les régions côtières et estuaires productifs, les impacts des UVB doivent être évalués en

tenant compte des réactions photochimiques induites par les UVB dans les matières organiques dissoutes (Schindler *et al.*, 1996), de la disponibilité de substrats pour le bactérioplancton et le phytoplancton, ainsi que de la toxicité (oxydants produits par les UV et complexes métalliques).

Il est également important de déterminer les réponses aux UV des niveaux trophiques supérieurs. Les travaux avancent et des expériences sur le zooplancton (*Calanus*) et le poisson (morue de l'Atlantique) révèlent d'importants impacts négatifs dus à des expositions près de la surface (Kouwenberg, Beland, Browman et Runge, comm. pers.).

La prévision de la réponse de l'écosystème à l'augmentation du rayonnement UV est indissociable de la compréhension de l'aptitude des organismes et des écosystèmes à s'adapter aux effets du rayonnement destructeur et à atténuer ces effets à court terme (heures ou jours) et à long terme (semaines ou années). Pour le Canada, cela suppose que la recherche mette d'avantage l'accent sur des espèces importantes sur les plans économique et écologique qui peuvent être touchées par des accroissements du rayonnement UV, tout en reconnaissant que bon nombre de ces effets pourront se manifester non seulement au niveau régional, mais aussi dans le monde entier. On devrait diriger une partie de ces efforts vers la détermination d'organismes indicateurs ou de bio-essais sensibles aux UV et qui pourraient signaler les réponses des écosystèmes aux accroissements des niveaux d'UV.

Les informations sur les réponses aux UVB ne sont utiles pour l'évaluation que si l'on connaît les valeurs des expositions dans la nature. Ainsi, il est nécessaire de décrire la climatologie des UV et leur pénétration dans les eaux de surface. Actuellement, il n'existe que très peu de mesures des UV dans les eaux marines canadiennes, mais cette situation est en train de changer. Les interprétations des effets des UV dans les eaux canadiennes nécessitent une reconnaissance des différences fondamentales qui existent entre les eaux de l'Antarctique et celles de l'hémisphère Nord, y compris celles de l'Arctique (Comité scientifique international de l'Arctique, 1995; Wängberg *et al.*, 1996). Par conséquent, des recherches fondamentales sur la fonction des écosystèmes marins dans les eaux canadiennes sont essentielles pour que l'on puisse apporter des réponses aux questions de l'heure sur les effets écologiques possibles de l'appauvrissement de l'ozone.

5.6 Matériaux

La dégradation des matériaux exposés à lumière solaire a reçu une attention considérable dans la communauté scientifique, particulièrement depuis l'arrivée sur le marché des polymères synthétiques pour usage extérieur. À ce jour, la plus grande partie des recherches ont porté sur ces polymères, mais on connaît assez bien la nature et l'étendue des dommages causés par le rayonnement solaire à plusieurs autres matériaux. Les données disponibles indiquent que le rayonnement à courte longueur d'onde, qui correspond en grande partie à celui du spectre des UVB, est le principal responsable de ces effets (Andrady *et al.*, 1995; Searle, 1994).

Cependant, des examens scientifiques récents des effets de la photodégradation indiquent que le corpus des connaissances internationales, malgré son étendue, n'est ni suffisamment détaillé, ni adéquat, même pour des matériaux particuliers (Andrady *et al.*, 1991, Andrady *et al.*, 1995). Par exemple, les mécanismes et la cinétique des processus de dégradation ne sont pas bien compris, surtout au niveau moléculaire. La combinaison de la photodégradation observée dans le spectre des UVB avec les processus photoinduits à des longueurs d'onde plus grandes et d'autres variables environnementales complique encore la question.

Au Canada, les recherches concernant directement les effets de niveaux accrus de rayonnement UVB sur les matériaux sont limitées, sauf dans le cas des matériaux entrant dans la fabrication d'équipements conçus pour des applications spatiales. Cependant, plusieurs chercheurs travaillent soit dans des domaines spécifiquement reliés aux effets des UVB sur les matériaux, soit dans des domaines connexes où les UVB sont un élément non mesuré ou font partie d'un certain nombre de variables environnementales définies et surveillées.

5.6.1 Polymères

Des chercheurs de l'Université Lakehead étudient la photodécomposition de plusieurs polymères, notamment, entre autres, du poly[*o*-acétylstyrène] (POAS), du poly[parapropionylstyrène] (PPPS), du poly[alpha-méthylvinylacétophène] (PMVAP) et du poly[vinylacétophène] (PVAP). Les polymères les plus photostables semblent être le POAS et le PMVAP. Ces polymères, ainsi que le poly[*o*-butyrylstyrène] (POBS) et le poly[*o*-isobutyrylstyrène] (POIS), présentent des possibilités pour la conversion de l'énergie solaire et pour diverses autres applications extérieures (Weir et Whiting, 1990; Weir et Whiting, 1992; Weir *et al.*, 1993; Weir *et al.*, 1996a). Des chercheurs de l'Institut de chimie de l'environnement du Conseil national de recherches du Canada d'Ottawa ont contribué à la découverte des mécanismes de l'oxydation photoamorcée des polyoléfines (Lacoste et Carlsson, 1992; Lacoste *et al.*, 1993). Les expériences de photodégradation effectuées avec des pellicules de polyéthylène et de polypropylène ont indiqué que, bien que ces polymères donnent diverses proportions de produits pendant la photooxydation, dans l'ensemble, l'oxydation débute très tôt et progresse rapidement sur la surface exposée de la pellicule, ainsi qu'en profondeur dans la pellicule à mesure que les niveaux d'exposition augmentent. Des analyses de la surface non exposée de la pellicule de polypropylène ont indiqué qu'elle est rapidement oxydée aussi (Lacoste *et al.*, 1995).

5.6.2 Bois et papier

Au Canada, la production de pâte à l'aide de techniques thermomécaniques et chimiothermomécaniques relativement peu coûteuses a triplé de 1982 à 1992 (Heitner, 1993), principalement pour la fabrication de produits à courte durée de vie

comme le papier journal. L'un des obstacles s'opposant à une plus large utilisation du papier fabriqué par ces procédés est son jaunissement lorsqu'il est exposé à la lumière du soleil. Ce jaunissement causé par la lumière est dû à la coloration par photooxydation de la lignine I dans la paroi cellulaire des fibres (Heitner, 1993; Weir *et al.*, 1994). Cependant, si le jaunissement causé par la lumière pouvait être ralenti de 3 à 36 mois, la demande sur le marché pour la pâte chimiothermomécanique augmenterait considérablement. Mieux, si le jaunissement était complètement stoppé, les deux types de pâtes pourraient servir à la fabrication de papier à grande blancheur, ce qui augmenterait de 2,6 millions de tonnes l'approvisionnement mondial de ces pâtes (Cockram 1989).

Weir et ses collaborateurs de l'Université Lakehead ont étendu leurs travaux antérieurs portant sur la photodégradation des polymères à la dégradation de biopolymères comme la lignine. Ils ont exposé plusieurs polymères de lignine à des rayonnements UV de longueurs d'onde de 300 nm et plus. Les polymères ont jauni, ce qui a été attribué à la formation de quinonoïdes; des recherches subséquentes ont défini de façon plus détaillée d'autres mécanismes de réaction plausibles (Weir *et al.*, 1994a, b; Weir *et al.*, 1995; Weir *et al.*, 1996a, b). Ces travaux montrent que les composés de type lignine peuvent subir des réactions de coloration qui sont totalement photoinduites et indépendantes des réactions d'oxydation (Weir *et al.*, 1996b), ce qui laisse supposer que la coloration des pâtes à base de lignine ne peut être totalement inhibée par des antioxydants conventionnels (Weir *et al.*, 1995).

Des chercheurs de Paprican, à Pointe-Claire (Québec), ont étudié les groupes fonctionnels de la lignine qui jouent un rôle dans le jaunissement causé par la lumière (Schmidt et Heitner, 1991), ainsi que les composés de la lignine (Schmidt *et al.*, 1991; Schmidt *et al.*, 1993). Les résultats de leurs expériences, au cours desquelles de la pâte thermomécanique blanchie réduite et méthylée a été exposée au rayonnement UV pendant deux heures, indiquent que la coloration reflète la présence dans la lignine de groupes fonctionnels qui produisent des chromophores colorés dissociés des groupes carbonyles aromatiques et des groupes hydroxyles phénoliques (Schmidt et Heitner 1992). Ces recherches ont permis de trouver les mécanismes réactionnels responsables du jaunissement des pâtes mécaniques blanchies et des pâtes à haut rendement.

Des chercheurs du Centre de recherche sur les pâtes et papiers de l'Université McGill à Montréal collaborent maintenant avec ceux de Paprican et des membres du Réseau des pâtes de bois mécaniques du Réseau de centres d'excellence afin d'améliorer les propriétés de vieillissement à la lumière des produits de pâte et de papier. L'une des études en cours porte sur l'effet rebond touchant la blancheur du papier exposé à une irradiation UV accélérée et placé ensuite dans un milieu exempt d'UV (Ek *et al.*, 1993).

Wan et ses collaborateurs de l'Université Queen's ont découvert en 1972 le mécanisme à phototriplet dans les systèmes à polarisation électronique dynamique induite chimiquement (CIDEP). Depuis, ils ont poursuivi leurs recherches sur ce phénomène et mis au point une technique très utilisée dans les études photophysiques et photochimiques. Dernièrement, leurs recherches ont porté sur la nature de la photooxydation induite par les radicaux libres des phénols et des benzènes, étant donné que les groupes phénoliques et les radicaux phénoxy à substituant méthoxy jouent un rôle clé dans le jaunissement de pâte thermomécanique causé par la lumière. Plusieurs expériences ont mis en évidence les rôles des radicaux peroxy et alkoxy dans l'amorçage du processus de photooxydation (Wan *et al.*, 1993).

5.6.3 Matériaux de construction

La recherche canadienne portant sur les effets du rayonnement UVB sur les matériaux de construction autres que les plastiques est limitée. Dans le cadre d'une des études en cours, des chercheurs du Conseil national de recherches d'Ottawa étudient la dégradation due à l'exposition au rayonnement ultraviolet de divers matériaux de construction comme des revêtements d'étanchéité pourtoits et des produits de scellement pour l'extérieur. Ils n'examinent toutefois pas les effets possibles d'une augmentation des niveaux ambiants de rayonnement UVB (M. Lacasse et R. Peroli, Laboratoire des matériaux du CNRC, communication personnelle). Dans une autre étude, Feldman et ses collaborateurs de l'Université Concordia utilisent des tests de vieillissement accéléré et de vieillissement dans des conditions ambiantes afin d'améliorer les caractéristiques mécaniques et la durabilité de divers matériaux de construction. Ces tests, qui ont été effectués avec et sans rayonnement UV et qui comportent aussi des cycles de température jusqu'à la rupture, n'ont pas mis en évidence de différences de durabilité entre les résines époxydiques modifiées et originales (Feldman et Khoury, 1988; Feldman *et al.*, 1998). Au cours d'études récentes visant à diminuer la sensibilité aux intempéries des matériaux de construction à base de PVC, on a tenté de remplacer le dioxyde de titane par la lignine kraft moins coûteuse, ces deux produits absorbant une partie du rayonnement UV incident (Feldman *et al.*, 1994).

5.6.4 Peintures et revêtements

Très peu de recherches canadiennes ont porté sur les effets du rayonnement UVB sur les peintures et les autres revêtements, bien qu'Ortech International effectue des tests courants de conformité aux normes provinciales et nationales pour des clients commerciaux. Il s'agit habituellement de tests de résistance aux intempéries et de durée d'exposition pour des produits comme des revêtements pour véhicules, des revêtements de capteurs solaires et d'autres peintures. Ces tests ne visent pas spécifiquement les impacts des UVB, mais ces derniers sont surveillés dans le cadre d'études de résistance aux intempéries (D. Hacker, Ortech International, communication personnelle). D'autres laboratoires de recherche de tout le pays, comme le Centre de matériaux composites de St-Jérôme (Québec), l'Alberta Research Council d'Edmonton et l'Institute of Technology de Vancouver

(Colombie-Britannique), effectuent des études semblables pour satisfaire aux besoins de clients. Cependant, les détails et les résultats de ces études ne sont pas accessibles au public.

5.6.5 Textiles et vêtements

Des chercheurs de l'Université de l'Alberta à Edmonton ont étudié l'effet de la lumière sur la soie. Des études de vieillissement effectuées avec un weatheromètre à arc au xénon ont révélé que la gamme des longueurs d'onde comprises entre les UVB et le visible décolore la soie teinte et jaunit la soie brute. Elle diminue aussi la résistance à la traction et l'extensibilité de la fibre, et elle augmente la rigidité du tissu (Halvorson et Kerr, 1994).

L'efficacité de la protection contre les UVB offerte par les vêtements disponibles dans le commerce est un autre domaine important auquel on s'est intéressé récemment. Capjack *et al.* (1994) et Davis *et al.* (1997) ont mesuré par spectrophotométrie, pour divers tissus, la transmission des UV en fonction de la longueur d'onde sur la plage de 250 à 400 nm. Le degré de protection augmentait généralement en fonction du poids du tissu et de la densité du tissage, ainsi que pour les couleurs foncées. Leurs travaux ont montré qu'une sélection attentive des tissus est requise pour obtenir un facteur de protection solaire d'au moins 15. Pour une meilleure protection contre le rayonnement UV, on recommande le port de vêtements foncés en polyester ou en mélanges comportant du polyester.

5.6.6 Conséquences sur le plan économique

Lorsque le rapport du PNUE sur les effets environnementaux de l'appauvrissement de l'ozone a été publié en 1994, on n'avait qu'une compréhension partielle des sensibilités aux longueurs d'onde et, donc, de la durée de vie utile d'éléments clés de polymères utilisés dans les applications extérieures; les données sur les autres matériaux étaient encore plus limitées. Ces lacunes persistent. Étant donné que la résistance des agents photostabilisateurs et des revêtements de protection contre les niveaux accrus d'UVB n'a pas encore été testée de façon adéquate, les conséquences sur le plan économique de toute stratégie visant à prévenir l'endommagement futur des matériaux exposés aux UVB restent hypothétiques. Cependant, certaines préoccupations économiques appellent des commentaires.

L'une des conséquences de la rareté des recherches canadiennes sur les effets du rayonnement UVB sur les matériaux est que les Canadiens retireront peu de reconnaissance scientifique et d'avantages économiques des développements dans ce domaine. Il est donc permis de se demander si le coût de ne rien faire pour contrer les niveaux accrus de rayonnement UVB est supérieur au coût du développement de matériaux, de peintures et de revêtements plus résistants. Cependant, une autre question se pose : si le Protocole de Montréal est mis en oeuvre intégralement, les niveaux d'UVB pourraient commencer à se stabiliser et à diminuer vers le début du siècle prochain et retomber aux valeurs de 1990 dès l'an 2020. Dans ce cas, est-ce que les dommages infligés aux matériaux par deux décennies d'exposition accrue au rayonnement UVB, au printemps et en été, justifient une augmentation des efforts et les coûts de développement et de commercialisation de nouveaux produits qui deviendront superflus dans moins de 30 ans?

Toutefois, il n'est pas évident que les travaux de recherche et de développement pour ces nouveaux matériaux soient plus coûteux que les efforts actuellement déployés pour augmenter la photorésistance des polymères et des autres matériaux courants face aux niveaux actuels d'UVB. Il est vrai que les coûts de formulation de certains produits peuvent diminuer à mesure que des substituts moins coûteux sont mis au point. En fait, on peut considérer la protection des matériaux existants et le développement de nouveaux matériaux photorésistants et de nouveaux stabilisants comme une occasion de créer de nouveaux débouchés commerciaux et de nouveaux emplois.

Si les niveaux de rayonnement UVB s'accroissent, la dégradation des matériaux existants sera accélérée et le risque de dangers causés par des dommages dus à la détérioration de produits augmentera. Il est impossible d'évaluer les coûts de ces dangers sur la base des informations disponibles pour l'instant, mais une telle évaluation devrait tenir compte des facteurs de sécurité, des coûts de remplacement et de la possibilité de poursuites.

5.6.7 Lacunes dans les données

Il y a plusieurs domaines pour lesquels des informations supplémentaires sont requises par la communauté scientifique internationale. Les principales priorités sont notamment :

- une meilleure compréhension du type de réponse des matériaux aux différentes plages de longueurs d'onde de sources de lumière ultraviolette naturelles et artificielles, et à une simulation du rayonnement solaire à niveaux d'UVB plus élevés;
- des mesures améliorées et plus largement diffusées du rayonnement UV ambiant dans les plages de longueurs d'onde qui détériorent le plus les matériaux synthétiques et naturels;
- des bases de données plus complètes et à jour sur les caractéristiques de réponse au spectre UV de tous les matériaux exposés, déterminées par les spectres d'activation;
- des liens quantitatifs cohérents entre les résultats des expositions sur le terrain et en laboratoire pour les matériaux polymériques;
- plus de données sur la transmission des UVB par les vitrages de fenêtres pour les utilisations ordinaires.

Donc, en science des matériaux comme dans toutes les autres domaines de recherche, il reste encore beaucoup à faire pour obtenir une compréhension adéquate d'un grand nombre des particularités des effets des UV.

RÉFÉRENCES

Andrady, A.L., M.B. Amin, S.H. Hamid, X. Hu, K. Fueki, and A. Torikai. 1991. Materials damage. Pages 45-50 *in* Environmental effects of ozone depletion: 1991 update. Nairobi: Programme des Nations Unies pour l'environnement.

Andrady, A.L., M.B. Amin, S.H. Hamid, X. Hu, and A. Torikai. 1995. Effects of increased solar ultraviolet radiation on materials. Ambio 24(3):191-196.

Autier, P., J.F. Dore, F. Lejeune, K.F. Koelmel, O. Geffeler, P. Hille, J.P. Cesarini, et al. 1994. Recreational exposure to sunlight and lack of information as risk factors for cutaneous malignant melanoma. Mel. Res. 4:79-85.

Baird, E.A., P.M. McHenry, and R.M. MacKie. 1992. Effect of maintenance chemotherapy in childhood on numbers of melanocytic nevi. Br. Med. J. 305:799-801.

Barnes, P.W., S.D. Flint, and M.M. Caldwell. 1990. Morphological responses of crop and weed species of different growth forms to ultraviolet-B radiation. Am. J. Bot. 77:1354-1360.

Barnes, J. D., N.D. Paul, K.E. Percy, P. Broadbent, C.K. McLaughlin, and A.R. Wellburn. 1994. Effects of UV-B radiation on wax biosynthesis. Pages 196-204 *in* Air pollutants and the leaf cuticle . Sous la dir. de K.E. Percy, J.N. Cape, R. Jagels et C. Simpson. NATO ASI Series G, vol. 36. Heidelberg: Springer-Verlag.

Barnes, J.D., K.E. Percy, N.D. Paul, P. Broadbent, C.K. McLaughlin, P.M. Mullineaux, G. Creissen, and A.R. Wellburn. 1996. The influence of UV-B radiation on the physico-chemical nature of tobacco (*Nicotinia tabacum L.*) leaf surfaces. J. Exp. Bot. 47:99-109.

Bavcon, J., A. Gaberscik, and F. Batic. 1996. Influence of UV-B radiation on photosynthetic activity and chlorophyll fluorescence kinetics in Norway spruce (*Picea abies (L.) Karst.*) seedlings. Trees 10:172-176.

Beitner, H., S.E. Norell, U. Ringborg, G. Wennerstin, and B. Matson. 1990. Malignant melanoma: aetiological importance of individual pigmentation and sun exposure. Br. J. Dermatol. 122:43-51.

Belanger, G., Y.A. Papadopoulos, R. Gordon, N. Goodyear, K.B. McRae, R.S. Bush, E.A. Butler, and S.A.E. Fillmore. 1996. Effects of UV-B radiation on grass morphogenesis. Abstract. Can. J. Plant Sci. 76:359.

Bergmanson, J., T. Sheldon, and A.P. Cullen. 1996. A sting in the rays. Optician 212(5560):17-22.

Berinstain, A.B., M.K. Whittlesey, and J.C. Scaiano. 1993. Laser techniques in the study of the photochemistry of carbonyl compounds containing ligninlike moieties. Pages 111-121 *in* Photochemistry of lignocellulosic materials. Amer. Chem. Soc. Symposium Series 531. C. Heitner and J.C. Scaiano, eds. Washington D.C.: American Chemical Society.

Berwick, M., C. Begg, J. Fine, G. Roush, and R. Barnhill. 1996. Screening for cutaneous melanoma by skin self-examination. J. Natl. Cancer Inst. 88:17-23.

Binder, W.D. and S.J. L'Hirondelle. 1996. Ultraviolet-B radiation effects on some British Columbia conifers: 1) Engelmann spruce from five elevations. Communication présentée à l'International IUFRO Meeting For Population, Ecological and Conservation Genetics, Université de Colombie-Britannique, Vancouver, 5-9 août 1996.

Blaustein, A.R., P.D. Hoffman, D.G. Hokit, J.M. Kiesbecker, S.C. Walls, and J.B. Hays. 1994. UV repair and resistance to solar UV-B in amphibian eggs: a link to population declines? Proc. Nat. Acad. Sci. 91:1791-1795.

Bornman, J.F. and A.H. Teramura. 1993. Effects of ultraviolet-B radiation on terrestrial plants. Pages 427-471 *in* Environmental UV Photobiology. A.R. Young et al., eds. New York: Plenum Press.

Bornman, J.F. and T.C. Vogelmann. 1988. Penetration of blue and UV radiation measured by fiber optics in spruce and fir needles. Physiol. Plant. 72:699-705.

Bothwell, M.L., D.M.J. Sherbot, and C.M. Pollock. 1994. Ecosytem response to solar ultraviolet-B radiation: influence of trophic-level interactions. Science 265:97-100.

Bouwes-Bavinck, J., D. Hardie, A. Green, S. Cutmore, A. MacNaught, B. O'Sullivan, V. Siskind, F. van der Wonde, and I.R. Hardie. 1996. The risk of skin cancer in renal transplant recipients in Queensland, Australia: a follow-up study. Transplantation 61:715-721.

Buma, A.G.J., E.J. Van Hannen, L. Roza, M.J.W. Veldhuis, and W.W.C. Gieskes. 1995. Monitoring ultraviolet-B-induced DNA damage in individual diatom cells by immunofluorescent thymine dimer detection. J. Phycol. 31:314-321.

Bush, R.S., Y.A. Papadopoulos, E.A. Gallant, N. Goodyear, R. Gordon, K.B. McRae, and R. Martin. 1995a. Preliminary evidence of intolerance to UV light by alfalfa cultivars. Communication présentée à la réunion annuelle de l'Atlantic Advisory Committee on Forage Crops, 27-28 octobre, Halifax, N.-É.

Bush, R.S., Y.A. Papadopoulos, R. Gordon, G. Belanger, N. Goodyear, K.B. McRae, E.A. Butler, and S.A.E. Fillmore. 1995b. Evidence of tolerance to UV-B radiation among currently cultivated alfalfa varieties. Pages 37-38 *in* Proceedings of the 11th Eastern Forage Improvement Conference, Ottawa, Ontario.

Bushaw, K.L., R.G. Zepp, M.A. Tarr, D. Schulz-Janders, R.A. Bourbonniere, R.E. Hodson, W.L. Miller, D.A. Bronk, and M.A. Moran. 1996. Photochemical release of biologically available nitrogen from aquatic dissolved organic matter. Nature 381:404-407

Caldwell, M.M., R. Robberecht, R.S. Nowak, and W.D. Billings. 1982. Differential photosynthetic inhibition by ultraviolet radiation in species from the arctic-alpine life zone. Arctic and Alpine Res. 14:195-202.

Caldwell, M.M., L.B. Camp, C.W. Warner, and S.D. Flint, 1986. Action spectra and their key role in assessing biological consequences of solar UV-B radiation change. Pages 87-111 *in* Stratospheric Ozone Reduction, Solar Ultraviolet Radiation, and Plant Life. R.C. Worrest and M.M. Caldwell, eds. Berlin: Springer-Verlag.

Caldwell, M.M., A.H. Teramura, and M. Tevini. 1989. The changing solar ultraviolet climate and the ecological consequences for higher plants. Trends in Ecol. and Evol. 4:363-367.

Capjack, L., N. Kerr, S. Davis, R. Fedosejevs, K.L. Hatch, and N.L. Markee. 1994. Protection of humans from ultraviolet radiation through the use of textiles: a review. Family and Consumer Sciences Res. J. 23(2):198-218.

Carreto, J.I., S.G. DeMarco, and V.A. Lutz. 1989. UV-absorbing pigments in the dinoflagellates *Alexandrium excavatum* and *Prorocentrum micans*. Effects of light intensity. Pages 333-336 *in* Red Tides: Biology, Environmental Science, and Toxicology. T. Okaichi, T.M. Anderson, and T. Nemoto, eds. Elsevier.

CCMF (Conseil canadien des ministres des forêts). 1995. Abrégé de statistiques forestières canadiennes. Ottawa : Conseil canadien des ministres des forêts.

Clark, J.B. and G.R. Lister. 1975. Photosynthetic action spectra of trees. II: The relatiobship of cuticle structure to the visible and ultraviolet spectral properties of needles from coniferous species. Plant Physiol. 55:407-413.

Cockram, R.A. 1989. CTMP in fine papers. Actes de l'International Mechanical Pulping Conference. Helsinki: Finnish Pulp and Paper Research Institute.

Comité scientifique international de l'Arctique. 1995. Effects of Increased Ultraviolet Radiation in the Arctic. Secrétariat du CSIA.

Crocker, K.M., M.E. Ondrusek, R.L. Petty, and R.C. Smith. 1995. Dimethylsulfide, algal pigments, and light in an Antarctic *Phaeocystis* sp. Mar. Biol. 124:335-340.

Cullen, A.P. and S. Monteith-McMaster. 1993. Damage to the rainbow trout (*Oncorhyncus mykiss*) lens following acute dose of UVB. Curr. Eye Res. 12:97-106.

Cullen, A.P. and S.C. Perera. 1994. Sunlight and human conjunctival action spectrum. Ultraviolet radiation hazards. SPIE Proceedings 2134:24-30.

Cullen, J.J. and P.J. Neale. 1994. Ultraviolet radiation, ozone depletion, and marine photosynthesis. Photosyn. Res. 39:303-320.

Cullen, J.J. and P.J. Neale. 1996. Biological weighting functions for describing the effects of ultraviolet radiation on aquatic systems. *In* Effects of ozone depletion on aquatic ecosystems. D-P. Häder, ed. R.G. Landes.

Davidson, A.T. and H.J. Marchant. 1994. The impact of ultraviolet radiation on *Phaeocystis* and selected species of Antarctic marine diatoms. Pages 187-205 *in* Ultraviolet radiation in Antarctica: measurements and biological effects. C.S. Weiler and P.A. Penhale, eds. Washington, D.C.: American Geophysical Union.

Davis, S., L. Capjack, N. Kerr, and R. Fedosejevs. 1997. Clothing as protection from ultraviolet radiation: which fabric is most effective? International J. Dermatology (sous presse).

Day, T.A., T.C. Vogelmann, and E.H. DeLucia. 1992. Are some plant life forms more effective than others in screening out ultraviolet-B radiation? Oecologia 92:513-519.

Day, T.A., G. Martin, and T.C. Vogelmann. 1993. Penetration of UV-B radiation in foliage: evidence that the epidermis behaves as a non-uniform filter. Plant Cell Environ. 16:735-741.

Day, T.A., B.W. Howells, and W.J. Rice. 1994. Ultraviolet absorption and epidermal-transmittance spectra in foliage. Physiol. Plant. 92:207-218.

DeLucia, E.H., T.A. Day, and T.C. Vogelmann. 1992. Ultraviolet-B and visible light penetration into needles of two species of subalpine conifers during foliar development. Plant Cell Environ. 15:921-929.

DeLucia, E.H., S.L. Naidu, and J. Chen. 1994. Effects of simulated stratospheric ozonr depletion on seedling growth of several species of hardwood trees. Erigenia 13:132-140.

Dillenberg, L.R., J.H. Sullivan, and A.H. Teramura. 1995. Leaf expansion and development of photosynthetic capacity and pigments in Liquidambar styraciflua (Hamamelidaceae) - Effects of UV-B radiation. Am. J. Bot. 82:878-885.

Döhler, G. 1992. Impact of UV-B radiation on uptake of 15N-nitrate by phytoplankton of the Wadden Sea. Mar. Biol. 112:485-489.

Doughty, M.J. and A.P. Cullen. 1990. Long-term effects of a single dose of ultraviolet-B on albino rabbit cornea - II. Deturgescence and fluid pump assessed *in vitro*. Photochem. and Photobiol. 51:439-449.

Dunning, C.A., L. Chalker-Scott, and J.D. Scott. 1994. Exposure to ultraviolet-B radiation increases cold hardiness in Rhododendron. Physiol. Plant. 92:516-520.

Ek, M., H. Lennholm, G. Linblad, T. Iverson, and D.G. Gray. 1993. Photochromic behaviour of UV-irradiated mechanical pulps. Pages 147-155 *in* Photochemistry of lignocellulosic materials. Amer. Chem. Soc. Symp. Series 531. C. Heitner and J.C. Scaiano, eds. Washington, D.C.: Amer. Chem. Soc.

Ellert, B.H., H.H. Janzen, and E.G. Gregorich. 1995. Environmental driving variables and plant litter decomposition in Canada. Page 74 *in* Driven by nature: plant litter quality and decomposition. Actes d'une conférence internationale tenue au Wye College, U. of London, England. 17-20 septembre 1995.

Elwood J.M. and R.P. Gallagher. 1983. Site distribution of malignant melanoma. Can. Med. Assoc. J. 128:1400-1404.

Elwood J.M. and T.G. Hislop. 1982. Solar radiation in the etiology of cutaneous malignant melanoma in Caucasians. Natl. Cancer Inst. Monograph 62:167-171.

Elwood J.M., R.P. Gallagher, G.B. Hill, and J. Pearson. 1985a. Cutaneous melanoma in relation to intermittent and constant sun exposure: the Western Canada Melanoma Study. Int. J. Cancer 35:427-433.

Elwood, J.M., R.P. Gallagher, J. Davison, and G.B. Hill. 1985b. Sunburn, suntan, and risk of cutaneous malignant melanoma: the Western Canada Melanoma Study. Br. J. Cancer 51:543-549.

Eppley, R.W. and B.J. Peterson. 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. Nature 282:677-680.

Falkowski, P.G. 1994. The role of phytoplankton photosynthesis in global biogeochemical cycles. Photosyn. Res. 39:235-258.

Feldman, D. and M. Khoury. 1988. Epoxy-lignin polyblends. Part II: Adhesive behaviour and weathering. J. Adhesion Sci. Technology 2(2):107-116.

Feldman, D., M. Lacasse, and D. Banu. 1988. Contribution to the modification of an acrylic sealant with lignin. J. Polymeric Materials 5:131-139.

Feldman, D., D. Banu, and S. El-Raghi. 1994. Poly(vinyl chloride)-lignin blends for outdoor application in building. J. Macromolecular Sci. Part A: Pure and Applied Chem. A31(5):555-571.

Fernbach, E. And Mohr, H. 1990. Coaction of blue/ultraviolet-A light and light absorbed by phytochrome in controlling growth of pine (*Pinus sylvestris*). Planta 180:212-216.

Fernbach, E. And Mohr, H. 1992. Photoreactivation of the UV light effects on growth of Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) seedlings. Trees 6:232-235.

Ferreyra, G. A. 1995. Effets du rayonnement ultraviolet sur le plancton des régions froides tempérées et polaires. Département d'océanographie, Université Laval.

Finsen, N.R. 1901. The treatment of *lupus vulgaris* by concentrated chemical rays. Pages 73-75 *in* Phototherapy. London: Edward Arnold.

Gallagher, R.P., J.M. Elwood, and G.B. Hill. 1986. Risk factors for cutaneous malignant melanoma: the Western Canada Melanoma Study. Rec. Results Cancer Res. 102:38-55.

Gallagher, R.P., J.M. Elwood, W.J. Threlfall, J.J. Spinelli, S. Fincham, and G.B. Hill. 1987. Socioeconomic status, sunlight exposure, and risk of malignant melanoma: the Western Canada Melanoma Study. J. Nat. Cancer Inst. 79:647-652.

Gallagher, R.P., D.I. McLean, C.P. Yang, A.J. Coldman, H.K.B. Silver, J.J. Spinelli, and M. Beagrie. 1990a. Anatomic distribution of acquired melanocytic nevi in white children. Arch. Dermatol. 126:466-471.

Gallagher, R.P., D.I. McLean, C.P. Yang, A.J. Coldman, H.K.B. Silver, J.J. Spinelli, and M. Beagrie. 1990b. Suntan, sunburn, and pigmentation factors and the frequency of acquired melanocytic nevi in children. Arch. Dermatol. 126:770-776.

Gallagher, R.P., G.B. Hill, C.D. Bajdik, S. Fincham, A.J. Coldman, and D.I. McLean. 1995a. Sunlight exposure, pigmentation factors, and risk of non-melanocytic skin cancer: I - basal cell carcinoma. Arch. Dermatol. 131:157-163

Gallagher, R.P., G.B. Hill, C.D. Bajdik, S. Fincham, A.J. Coldman, and D.I. McLean. 1995b. Sunlight exposure, pigmentation factors, and risk of non-melanocytic skin cancer: II - squamous cell carcinoma. Arch. Dermatol. 131:164-169.

Garbe, C., S. Kruger, R. Stadler, I. Guggenmoss-Holzmann, and C.E. Orfanos. 1989. Markers and relative risk in a German population for developing malignant melanoma. Int. J. Dermatol. 28:517-523.

Garssen, J., W. Goettsch, F. de Gruize, W. Slob, and H. Van Loveren. 1996. Risk assessment of UVB effects on resistance to infectious diseases. Photochem. Photobiol. 64:269-294.

Göes, J. I., N. Handa, S. Taguchi, T. Hama, and H. Saito. 1995. Impact of UV radiation on the production patterns and composition of dissolved free and combined amino acids in marine phytoplankton. J. Plankton Res. 17:1337-1362.

Gonzalez, R., N.D. Paul, K. Percy, M. Ambrose, C.K. McLaughlin, J.D. Barnes, M. Areses, and A.R. Wellburn. 1996. Responses to ultraviolet-B radiation (280-315 nm) of pea (*Pisum sativum*) lines differing in leaf surface wax. Physiol. Plant. 98:852-860.

Goodyear, N., R.R. Bush, R. Gordon, Y.A. Papadopoulos, G. Belanger, K.B. McRae, E.A. Butler, and S.A.E. Fillmore. 1996. Growth and physiological responses of four broccoli cultivars to ambient and reduced levels of UV-B radiation during two seasons. Abstract. Can. J. Plant Sci. 76:358.

Gordon, D.C., K.E. Percy, and R.T. Riding. 1995. Effect of UV-B radiation on cuticular characteristics in four spruce species. Abstract. *In* Solar ultraviolet radiation: modeling and measurement. Actes d'un atelier des cours d'été de l'OTAN, Halkidiki, Grèce, 2-11 octobre 1995.

Gordon, D.C., K.E. Percy, and R.T. Riding. 1997a. Effect of enhanced UV-B radiation on four *Picea* species. New Phytol. (submitted).

Gordon, D.C., K.E. Percy, and R.T. Riding. 1997b. Effect of enhanced UV-B radiation on adaxial leaf surface micromorphology and epicuticular wax biosynthesis of sugar maple. Chemosphere (in press).

Granstein, R.D. and D.N. Sauder. 1987. Whole body exposure to ultraviolet radiation results in increased serum interleuken-1 activity in humans. Lymphokine Res. 6:187-193.

Grant, K.P. and L.E. Licht. 1993. Acid tolerance of anuran embryos and larvae from central Ontario. J. Herpetol. 27:1-6.

Grant, K. P. and L.E. Licht. 1995. Effects of ultraviolet radiation on life-history stages of anurans from Ontario, Canada. Can. J. Zool. 73:2292-2301.

Green, A., V. Siskind, C. Bain, and J. Alexander. 1985. Sunburn and malignant melanoma. Br. J. Cancer 51:393-397.

Green, A., C. Bain, R. MacLennan, and V. Siskind. 1986. Risk factors for cutaneous melanoma in Queensland. Rec. Results Cancer Res. 102:76-97.

Grob, J.J., J. Gouvernet, D. Aymer, A. Mostaque, M.H. Romano, A.M. Collet, M.C. Noe, M.P. Dicostanzo, and J.J. Bonerandi. 1990. Count of benign melanocytic nevi as a major indicator of risk for non-familial nodular and superficial spreading melanoma. Cancer 66:387-395.

Häder, D-P. and R.C. Worrest. 1991. Effects of enhanced solar ultraviolet radiation on aquatic ecosystems. Photochem. Photobiol. 53:717-725.

Halvorson, B.G. and N. Kerr. 1994. Efect of light on the properties of silk fabrics coated with Parlene-C. Studies in Conservation 39:45-56.

Harrison, S.L., R. McLennan, R. Speare, and I. Wrongski. 1994. Sun exposure and melanocytic nevi in young Australian children. Lancet 344:1529-1532.

Heitner, C. 1993. Light-induced yellowing of wood-containing papers. Pages 2-25 *in* Photochemistry of lignocellulosic materials, Amer. Chem. Soc. Symposium Series 531. C. Heitner and J.C. Scaiano, eds. Washington, D.C.: American Chemical Society.

Helbling, E. W., V. Villafañe, and O. Holm-Hansen. 1994. Effects of ultraviolet radiation on Antarctic marine phytoplankton photosynthesis with particular attention to the influence of mixing. Pages 207-227 *in* Ultraviolet radiation in Antarctica: measurements and biological effects. C.S. Weiler and P.A. Penhale, eds. Washington, D.C.: American Geophysical Union.

Herndl, G. J., G. Müller-Niklas, and J. Frick. 1993. Major role of ultraviolet-B in controlling bacterioplankton growth in the surface layer of the ocean. Nature 361:717-719.

Hoddinott, J. 1994. Impacts of UV-B and CO_2 on boreal forest seedlings. Pages 23-27 *in* International conference on ozone depletion and ultraviolet radiation: preparing for the impacts, April 27-29, 1994, Victoria, B.C. Proceedings. K. Heidorn and B. Torrie, eds. Victoria: The Skies Above Foundation.

Holly, E.A., J.W. Kelly, S.N. Shpall, and S-H Chiu. 1987. Number of melanocytic nevi as a major risk factor for malignant melanoma. J. Amer. Acad. Dermatol. 17:459-468.

Holly, E.A., D.A. Aston, R.D. Cress, D. Ahn, and J. Kristiansen. 1995. Cutaneous melanoma in women. I: Exposure to sunlight, ability to tan and other risk factors related to ultraviolet light. Amer. J. Epidemiol. 141:923-933.

Holman, C.D.J., B.K. Armstrong, and P.J. Heenan. 1983. A Theory of the etiology and pathogenesis of human cutaneous malignant melanoma. J. Natl. Cancer Inst. 71:651-656.

Holman, C.D.J., B.K. Armstrong, and P.J. Heenan. 1986. Relationship of cutaneous malignant melanoma to individual sunlight exposure habits. J. Natl. Cancer Inst. 76:403-414.

Huang, X-D., D.G. Dixon, and B.M. Greenberg. 1995. Toxicity of polycyclic aromatic hydrocarbons to the duckweed *Lemna gibba* L. G-3 in natural sunlight. Ecotoxicol. Environ. Safety 32:194-200.

Hunter, J. R., J.H. Taylor, and H.G. Moser. 1979. Effect of ultraviolet radiation on eggs and larvae of the northern anchovy, *Engraulis mordax*, and the Pacific mackerel, *Scomber japonicus*, during the embryonic stage. Photochem. Photobiol. 29:325-338.

Hunter, J. R., S.E. Kaupp, and J.H. Taylor. 1982. Assessment of effects of UV radiation on marine fish larvae. Pages 459-497 *in* The role of solar ultraviolet radiation in marine ecosystems. J. Calkins, ed. London: Plenum.

Jeffrey, W. H., R.J. Pledger, P. Aas, S. Hager, R.B. Coffin, R. Von Haven, and D.L. Mitchell. 1996. Diel and depth profiles of DNA photodamage in bacterioplankton exposed to ambient solar ultraviolet radiation. Mar. Ecol. Prog. Ser. 137:293-304.

Jenkins, G.I., J.M. Christie, G. Fuglevand, J.C. Long, and J. Jackson. 1995. Plant responses to UV and blue light: biochemical and genetic approaches. Plant Sci. 112:117-138.

Jerlov, N.G. 1950. Ultraviolet radiation in the sea. Nature 166:111-112.

Jungblut, T.P., J-P. Schnitzler, W. Heller, N. Hertkorn, J.W. Metzger, W. Szymczak, and H. Sandermann, Jr. 1995. Structures of UV-B induced sunscreen pigments of the Scots Pine (*Pinus sylvestris* L.). Angew. Chem. Int. Ed. Engl. 34:312-314.

Karentz, D. and H.J. Spero. 1995. Response of natural *Phaeocystis* population to ambient fluctuations of UVB radiation cased by Antarctic ozone depletion. J. Plankton Res. 17:1771-1789.

Karentz, D., J.E. Cleaver, and D.L. Mitchell. 1991a. Cell survival characteristics and molecular responses of Antarctic phytoplankton to ultraviolet-B radiation. J. Phycol. 27:326-341.

Karentz, D., F.S. McKuen, M.C. Land, and W.C. Dunlap. 1991b. Survey of mycosporine-like amino acid compounds in Antarctic marine organisms: potential protection from ultraviolet exposure. Mar. Biol. 108:157-166.

Kelly, J.W., J.K. Rivers, R. MacLennan, S. Harrison, A.E. Lewis, and B.J. Tate. 1994. Sunlight: a major risk factor associated with development of melanocytic nevi in Australian school children. J. Amer. Acad. Dermatol. 30:40-48.

Kerr, J.B. and C.T. McElroy. 1993. Evidence for large upward trends of ultraviolet radiation linked to ozone depletion. Science 262:1032-1034.

Khlat, M., A. Vail, M. Parkin, and A. Green. 1992. Mortality from melanoma in migrants to Australia: variation by age at arrival and duration of stay. Amer. J. Epidemiol. 135:1103-1113.

Kieber, D.J., J. McDaniel, and K. Mopper. 1989. Photochemical source of biological substrates in sea water: implications for carbon cycling. Nature 341:637-639.

Kossuth, S.V. and R.H. Biggs. 1981. Ultraviolet-B radiation effects on early seedling growth of Pinaceae species. Can. J. For. Res. 11:243-248.

Kricker, A., B.K. Armstrong, D.R. English, and P.J. Heenan. 1995. Does intermittent sun exposure cause basal cell carcinoma? A case-control study in Western Australia. Int. J. Cancer 60:589-494.

Krupa, S.V. and R.N. Kickert. 1989. The greenhouse effects: impact of UV-B, CO_2, and O_3 on vegetation. Env. Pollut. 61:263-393.

Lacoste, J. and D.J. Carlsson. 1992. Gamma-, photo- and thermally-initiated oxidation of linear low density polyethylene: a quantitative comparison of oxidation products. J. Polymer Sci. Part A: Polymer Chem. 30:493-500.

Lacoste, J., D. Vaillant, and D.J. Carlsson. 1993. Gamma-, photo-, and thermally-initiated oxidation of isotactic polypropylene. J. Polymer Sci. Part A: Polymer Chem. 31:715-722.

Lacoste, J., Y. Deslandes, P. Black, and D.J. Carlsson. 1995. Surface and bulk analyses of the oxidation of polyolefins. Polymer Degradation and Stability 49:21-28.

Lesser, M. P. 1996. Acclimation of phytoplankton to UV-B radiation: oxidative stress and photoinhibition of photosynthesis are not prevented by UV-absorbing compounds in the dinoflagellate *Prorocentrum micans*. Mar. Ecol. Prog. Ser. 132:287-297.

L'Hirondelle, S.J. and W.D. Binder. 1996. Ultraviolet-B radiation effects on some British Columbia conifers. 2: Sitka spruce and coastal Douglas-fir from three elevations. Paper presented at the International IUFRO Meeting for Population, Ecological, and Conservation Genetics, University of British Columbia, Vancouver, August 5-9, 1996.

Loucks, O.L. 1994. Sun-scald on 1993 foliage of white pine (*Pinus strobus*) linked to UV-B radiation in Ohio and Ontario. Pages 39-47 *in* International conference on ozone depletion and ultraviolet radiation: preparing for the impacts, April 27-29, 1994, Victoria, B.C. Proceedings. K. Heidorn and B. Torrie, eds. Victoria: The Skies Above Foundation.

MacKie, R.M., T. Freudenberger, and T.C. Aitcheson. 1989. Personal risk factor chart for cutaneous melanoma. Lancet II:487-490.

Madronich, S., R.L. McKenzie, M.M. Caldwell, and L.O. Bjorn. 1995. Changes in ultraviolet radiation reaching the earth's surface. Ambio 24:143-164.

Marrett, L.D., W.D. King, S.D. Walter, and L. From. 1992. Use of host factors to identify people at high risk for cutaneous malignant melanoma. Can. Med. Assoc. J. 147:445-453.

McKenzie, R.C., E.S. Park, E.S. Brown, W.R. Brown, G.S. Shivji, and D.N. Sauder. 1994. Effect of ultraviolet inducible cytokines on melanoma growth *in vivo*: stimulation of melanoma growth by interleukin 1 and 6. Photoderm., Photoimmunol. Photomed. 10:74-79.

McLean, D.I., R.P. Gallagher, A.J. Coldman and V.C. Ho. 1995. The Vancouver Mole Study: nevi in children. Ann. RCPSC 28:297-300.

Miyagi, T., A. Bhutto, and S. Nonaka. 1994. The effects of sunscreens on UVB erythema and Langerhans cell depression. J. Invest. Dermatol. 21:645-651.

Naidu, S.L., J.H. Sullivan, A.H. Teramura, and E.H. DeLucia. 1993. The effects of ultraviolet-B radiation on photosynthesis of different aged needles in field-grown loblolly pine. Tree Physiol. 12:151-162.

Neale, P. J., M.P. Lesser, and J.J. Cullen. 1994. Effects of ultraviolet radiation on the photosynthesis of phytoplankton in the vicinity of McMurdo Station, Antarctica. Pages 125-142 *in* Ultraviolet radiation in Antarctica: measurements and biological effects. C.S. Weiler and P. Penhale, eds. Washington, D.C.: American Geophysical Union.

Nelemans, P., H. Groenendal, L. Kiemoney, F.H.J. Rampen, D.J. Ruiter, and A.L.M. Verbeek. 1993. Effect of intermittent exposure to sunlight on melanoma risk among indoor workers and sun-sensitive individuals. Environ. Health Persp. 101:252-255.

Nixon, S.W. 1988. Physical energy inputs and the comparative ecology of lake and marine ecosystems. Limnol. Oceanogr. 33:1005-1025.

Østerlind. A., M.A. Tucker, B.J. Stone, and O.M. Jensen, 1988. The Danish case-control study of cutaneous malignant melanoma. Importance of UV light exposure. Int. J. Cancer 42:319-324.

Ovaska, K. and B. Pauli. 1997. Vulnerability of amphibians in Canada to climate warming and increased UV-B radiation. Canadian Wildlife Service Treport. Hull: Environment Canada. In preparation.

Papadopoulos, Y.A., N. Goodyear, R. Belanger, G. McRae, K.B. Bush, R.R. Butler, E.A. Butler, and S.A.E. Fillmore. 1996. Impact of current UV-B radiation on forage grass and legume production in northern latitudes. Abstract. Can. J. Plant. Sci. 76:358-359.

Patz, J.A., P.R. Epstein, T.A. Burke, and J.M. Balbus. 1996. Global climate change and emerging infectious diseases. J. Amer. Med. Ass. 275:217-223.

Pelletier, H., W.W.C. Gieskes, and A.G.J. Buma. 1996. Ultraviolet-B radiation resistance of benthic diatoms isolated from tidal flats in the Dutch Wadden Sea. Mar. Ecol. Prog. Ser. 135:163-168.

Peng, T-H. 1992. Possible effects of ozone depletion on the global carbon cycle. Radiocarbon 34: 772-779.

Percy, K.E. and J.P. Hall. 1997. Enhanced UV-B: A threat to Canada's forests? In Proceedings of the Ontario Climate Advisory Committee workshop on atmospheric ozone: issues, science, impacts, policy and programs, September 30-October 1, 1996, Toronto. In press.

Pietrzak, L.N., J. Dorell, M.J. Morrison, and J. Fregeau-Reid. 1995. In situ microspectral characterization of flavonoids in soybean leaves. Abstract. Page 172 *in* Proceedings of the 80th annual meeting of Am. Ass. Cereal Chemists, San Antonio, Texas, November 5-9, 1995.

Platt, T., P. Jauhari, and S. Sathyendranath. 1992. The importance and measurement of new production. Pages 273-284 *in* Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea. P.G. Falkowski and A. Woodhead, eds. London: Plenum.

Prézelin, B.B., N.P. Boucher, and R.C. Smith. 1994. Marine primary production under the influence of the Antarctic ozone hole: Icecolors '90. Pages 159-186 *in* Ultraviolet radiation in Antarctica: measurements and biological effects. C.S. Weiler and P.A. Penhale, eds. Washington, D.C.: American Geophysical Union.

Rau, W. and H. Hofman. 1996. Sensitivity to UV-B of plants growing in different altitudes in the Alps. J. Plant Physiol. 148:21-25.

Ren, L., X-D. Huang, B.J. McConkey, D.G. Dixon, and B.M. Greenberg. 1994. Photoinduced toxicity of three polycyclic aromatic hydrocarbons (fluoranthene, pyrene, and naphthalene) to the duckweed *Lemna gibba* L. G-3. Ecotoxicol. Environ. Safety 28:160-171.

Rivers, J.K., P.C. Frederiksen, and C. Dibdin. 1990. A prevalence survey of dermatoses in the Australian neonate. J. Amer. Acad. Dermatol. 23:77-81.

Robberecht, R. and M.M. Caldwell. 1978. Leaf epidermal transmittance of ultraviolet radiation and its implications for plant sensitivity to ultraviolet-radiation induced injury. Oecologia 32:277-287.

Rosso, S., R. Zanetti, C. Martinez, M. Tormo, S. Schraub, H. Sancho-Garnier, S. Franceschi, L. Gafa, et al. 1996. The multicentre South European Study "Helios" II: different sun exposure patterns in the aetiology of basal cell and squamous cell carcinomas of the skin. Br. J. Cancer 73:1447-1454.

Runeckles, V.C. and S. Krupa. 1994. The impact of UV-B radiation and ozone on terrestrial vegetation. Environ. Pollut. 83:191-213.

Sakka, A., M. Gosselin, M. Levasseur, S. Michaud, and S. Demers. 1996. Effects of reduced ultraviolet radiation on concentrations of dimethylsulfoniopropionate and dimethylsulfide during a microcosm study in the lower St. Lawrence estuary. Mar. Ecol. Prog. Ser. In press.

Sarmiento, J.L. and M. Bender. 1994. Carbon biogeochemistry and climate change. Photosyn. Res. 39:209-234.

Scaiano, J.C., J.C. Netto-Ferreira, and V. Wintgens. 1991. Fragmentation of ketyl radicals derived from alfa-phenoxyacetophenone: an important mode of the decay for lignin-related radicals. J. Photochem. and Photobiol. 59:265.

Schindler, D.W., P.J. Curtis, B.R. Parker, and M.P. Stainton. 1996. Consequences of climate warming and lake acidification for UV-B penetration in North American boreal lakes. Nature 379:705-708.

Schmidt, J.A. and C. Heitner. 1991. Light-induced yellowing of mechanical and ultra-high yield pulps: Part 1, effects of methylation, $NaBH_4$ reduction, and ascorbic acid on chromophore formation. J. Wood Chem. Tech. 11(4):397.

Schmidt, J.A. and C. Heitner. 1992. Light-induced yellowing of mechanical and ultra-high yield pulps; Part 2, the role of etherified guaiacylglycerol-beta-arylether groups. Proceedings of the second European workshop on lignicellulosics and pulp, Grenoble.

Schmidt, J.A., A.B. Berinstain, F. de Rege, C. Heitner, C. Johnston, and J.C. Scaiano. 1991. Photodegradation of the lignin model alfa-guaiacoxyacetoveratrone: unusual effects of solvent, oxygen, and singlet state participation. Can. J. Chem. 69:104.

Schmidt, J.A., E. Goldszmidt, C. Heitner, J.C. Scaiano, A.B. Berinstain, and L.J. Johnston. 1993. Photodegradation of alfa-guaiacoxyacetoveratrone. Pages 122-128 *in* Photochemistry of lignocellulosic materials. Amer. Chem. Soc. Symposium Series 531. C. Heitner and J.C. Scaiano eds. Washington, D.C.: American Chemical Society.

Schnitzler, J-P., T.P. Jungblut, W. Heller, C. Langbartels, M. Kofferlein, and H. Sandermann. 1994. Effects of ozone and UV-B radiation on Scots pine. Acta Hort. 381:463-469.

Schnitzler, J-P., T.P. Jungblut, W. Heller, M. Köfferlein, P. Hutzler, U. Heinzmann, E. Schmezler, D. Ernst, C. Langbartels, and H. Sandermann. 1996. Tissue localization of UV-B-screening pigments and of chalcone synthase mRNA in needles of Scots pine seedlings. New Phytol. 132:247-258.

Scotto, J., T.R. Fears, and J.F. Fraumeni Jr. 1983. Incidence of non-melanoma skin cancer in the United States. NIH Publ. No. 82-2433. Washington, D.C.: U.S. Public Health Service, National Institutes of Health.

Scully, N.M. and D.R.S. Lean. 1994. The attenuation of the ultraviolet radiation in temperate lakes. Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol. 43:135-144.

Searle, N.D. 1994. Effect of light source emission on durability testing. Pages 52-67 *in* ASTM STP 1202: Accelerated and Outdoor Durability testing of Organic Materials. W.D. Ketola and D. Grossman eds. Philadelphia: American Society for Testing Materials.

Smith, C., J.M. McGregor, J.N.W. Barker, R.W. Morris, S.P.A. Rigden, D.M. MacDonald. 1993. Excess melanocytic nevi in children with renal allografts. J. Amer. Acad. Dermatol. 28:51-55.

Smith, R.C., B.B. Prézelin, K.S. Baker, R.R. Bidigare, N.P. Boucher, T. Coley, D. Karentz, S. MacIntyre, H.A. Matlick, D. Menzies, M. Ondrusek, Z. Wan, and K.J. Waters. 1992. Ozone depletion: ultraviolet radiation and phytoplankton biology in Antarctic waters. Science 255:952-959.

Spruance, S.L. 1985. Pathogenesis of herpes simplex labialis: experimental induction of lesions with UV light. J. Clin. Microbiol. 22:366-368.

Stewart, J.D. and J. Hoddinott. 1993. Photosynthetic acclimation to elevated atmospheric carbon dioxide and UV irradiation in *Pinus banksiana*. Physiol. Plant. 88:493-500.

Sullivan, J.H. and A.H. Teramura. 1988. Effects of ultraviolet-B radiation on seedling growth in the Pinaceae. Amer. J. Bot. 75:225-230.

Sullivan, J.H. and A.H. Teramura. 1989. The effects of ultraviolet-B radiation on loblolly pines. 1: Growth, photosynthesis, and pigment production in greenhouse grown saplings. Physiol. Plant. 77:202-207.

Sullivan, J.H. and A.H. Teramura. 1992. The effects of ultraviolet-B radiation on loblolly pine. 2: Growth of field seedlings. Trees 6:115-120.

Sullivan, J.H. and A.H. Teramura. 1994. The effects of UV-B radiation on loblolly pine. 3: Interaction with CO_2 enrichment. Plant Cell Environ. 17:311-317.

Sullivan, J.H., A.H. Teramura, and L.H. Ziska. 1992. Variation in UV-B sensitivity in plants from a 3,000-m elevation gradient in Hawaii. Am. J. Bot. 79:737-743.

Sullivan, J.H., B.W. Howells, C.T. Ruhland, and T.A. Day, T.A. 1996. Changes in leaf expansion and epidermal screening effectiveness in *Liquidambar stryaciflua* and *Pinus taeda* in response to UV-B. Physiol. Plant. 98:349-357.

van der Leun, J.C. and F.R. de Gruijl. 1993. Influences of ozone depletion on human and animal health. Pages 95-123 *in* UV-B radiation and ozone depletion: effects on humans, animals, plants, microorganisms, and materials. M. Tevini, ed. Boca Raton: Lewis.

Van Doren, K.S. 1995. Effect of enhanced UV-B radiation on Ontario soybean cultivars and maize hybrids. M.Sc. Thesis, U. of Guelph.

Vetter, R. D. 1996. UV-B irradiance and DNA damage in pelagic fish eggs and larvae: temperate and polar habitats. Eos 76:OS164.

Vincent, W. F. and S. Roy. 1993. Solar ultraviolet-B radiation and aquatic primary production: damage, protection, and recovery. Environ. Rev. 1:1-12.

Wan, J.K.S., I.A. Shkrob, and M.C. Depew. 1993. Primary photophysical and photochemical processes of alpha-guaiacoxyacetoveratrone. Pages 99-110 *in* Photochemistry of lignocellulosic materials. Amer. Chem. Soc. Symposium Series 531. C. Heitner and J.C. Scaiano eds. Washington, D.C.: American Chemical Society.

Wängberg, S-A., J-S. Selmer, N.G.A. Eklund, and K. Gustavson. 1996. UV-B effects on Nordic marine ecosystems - a literature review. TemaNord 515:1-45.

Warfel, A.H., J.A. Moy, T. Meola, M. Sanchez, N.A. Soter, and D.V. Belsito. 1993. Effect of ultraviolet B (UVB) on the expression of human immunodeficiency virus (HIV) in mice and humans. Photochem. Photobiol. 57:755-759.

Weinbauer, M. G., S.W. Wilhelm, and C.A. Suttle. 1996. Significance of photoreactivation for maintaining high concentrations of infectious viruses in the sea. Abstr. Amer. Soc. Microbiol. New Orleans, LA, May 1996.

Weinstock, M.A., G.A. Colditz, W.C. Willett, M.J. Stampfer, B.R. Bronstein, M.C. Mihm, and F.E. Speizer. 1989a. Moles and site specific risk of non-familial cutaneous malignant melanoma in women. J. Natl. Cancer Inst. 81:948-952.

Weinstock, M.A., G.A. Colditz, W.C. Willett, M.J. Stampfer, B.R. Bronstein, M.C. Mihm, and F.E. Speizer. 1989b. Non-familial cutaneous melanoma incidence in women associated with sun exposure before 20 years of age. Pediatrics 84:199-204.

Weir, N.A. and K. Whiting. 1990. Studies of poly(ortho-acetylstyrene)s II: Photoreactions of poly(o-acetylstrene), J. Polymer Sci. Part A: Polymer Chem. 28:1935-1945.

Weir, N.A. and K. Whiting. 1992. Photolysis of poly(o-acetylstyrene) in solution. J. Polymer Sci. Part A: Polymer Chem. 30:1601-1608.

Weir, N.A., J. Arct, and A. Ceccarelli. 1993. Photoreactions of poly(o-butyrylstyrene) in the long wave region. J. Photochem. and Photobiol. Part A: Chem. 72:87-93.

Weir, N.A., J. Arct, and A. Ceccarelli. 1994a. Photodecomposition of lignin model compounds. Part I: Polymer degradation and stability.43(3):409-414.

Weir, N.A., J. Arct, A. Ceccarelli, and A. Siren. 1994b. Some photoreactions of substituted poly(acrylophenomes). European Polymer J. 30(6):701-706.

Weir, N.A., J. Arct, and A. Ceccarelli. 1995. Chromophore production in lignin model compounds - anaerobic reactions. Research Chemistry Intermediate 21(3-5):353-371.

Weir, N.A., J. Arct, A. Ceccarelli, and K. Whiting. 1996a. Polymers with enhanced photostability: photoreactions of poly(o-isobutylstyrene) in the long wave region. J. Photochem. and Photobiol. Part A: Chem. 96:203-209.

Weir, N.A., J. Arct, and A. Ceccarelli. 1996b. Long-wave photodegradation of poly(3,5-dimethooxyacrylophenone) in the solid state. European Polymer J. 32(7):805-810.

Weir, N.A., J. Arct, A. Ceccarelli, and D. Puumala. 1996c. Long-wave photochemistry of dimethoxylated compounds related to lignin. Polymer Degradation and Stability 52:119-129.

Wellburn, A. 1994. Effects of UV-B radiation on wax biosynthesis. Pages 195-204 *in* Air pollutants and the leaf cuticle. NATO ASI Series G, vol. 36. K.E. Percy, J.N. Cape, R. Jagels, and C. Simpson, eds. Heidelberg: Springer-Verlag.

White, E., C.S. Kirkpatrick, and J.A.H. Lee. 1994. Case-control study of malignant melanoma in Washington State. I: Constitutional factors and sun exposure. Amer. J. Epidemiol. 139:857-868.

Whittaker, R.H. 1975. Communities and Ecosystems. 2nd ed. New York: Macmillan.

Wilhelm, S. W., M.G. Weinbauer, D.R. Garza, K.M. Rodda, and C.S. Suttle. 1996. In situ light-mediated destruction and repair of marine virus communities and isolates. Eos 76:OS208.

Williamson, C.E., P.C. Schulze, B.R. Hargreaves, and J. Seva. 1994. The impact of short-term exposure to UV-B radiation on zooplankton communities in northern temperate lakes. J. Plankton Res. 16:205-218.

Williamson, C.E., R.S. Stemberger, D.P. Morris, T.M. Frost, and S.G. Paulsen. 1996. Ultraviolet radiation in a North American lake: attenuation estimates from DOC measurements and implications for plankton communities. Limnol. Oceanogr. 41:1024.

Wilson, M.I. and B.M. Greenberg. 1993a. Protection of the DI photosystem II reaction center protein from degradation in ultraviolet radiation following adaptation of *Brassica napus* L. to growth in UV-B. J. Photochem. and Photobiol. 57:556-563.

Wilson, M.I. and B.M. Greenberg. 1993b. Specificity and photomorphogenic nature of UV-B induced cotyledon curling in *Brassica napus* L. Plant Physiol. 102:671.

Wolf, P., C. Donawho, and M. Kripke. 1993. Analysis of the protective effect of different sunscreens on ultraviolet radiation induced local and systemic suppression of contact hypersensitivity and inflammatory responses in mice. J. Invest. Dermatol. 100:254-259.

Yakimchuck, R. and J. Hoddinott. 1994. The influence of ultraviolet-B light and carbon dioxide enrichment on the growth and physiology of seedlings of three conifer species. Can. J. For. Res. 24:1-8.

Yan ,N.D., W. Keller, N.M. Scully, D.R.S. Lean, and P.J. Dillon. 1996. Increased UV-B penetration in a lake owing to drought-induced acidification. Nature 381:141-143.

Zanett, R., S. Rosso, C. Martinez, C. Navarro, S, Schraub, H. Sancho-Garnier, S. Fraceschi, L. Gafa, et al. 1996. The multicentre South European Study "Helios" I: skin characteristics and sunburns in basal cell and squamous cell carcinomas of the skin. Br. J. Cancer 73: 1440-1446.

Ziska, L.H., A.H. Teramura, and J.H. Sullivan. 1992. Physiological sensitivity of plants along an elevational gradient to UV-B radiation. Am. J. Bot. 79:863-871.

Zmudzka, B.Z. and J.Z. Beer. 1990. Activation of human immunodeficiency virus by ultraviolet radiation. Photochem. Photobiol. 52:1153-1162.

ANNEXE

ACRONYMES ET ABRÉVIATIONS

ADEOS	Engin spatial japonais, lancé en 1996
ADN	Acide désoxyribonucléique
ASC	Agence spatiale canadienne
ASHOE	Expérience sur l'ozone dans l'hémisphère Sud
CCMAC	Centre canadien de modélisation et d'analyse climatiques
CEPMMT	Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme
CFC	Chlorofluorocarbures
CIE	Commission Internationale de l'éclairage
CLAES	Spectromètre étalon cryogénique de mesure des composants stratosphériques, sur l'UARS
CMC	Centre météorologique canadien
COD	Carbone organique dissous
COV	Composé organique volatil
CRISTA	Télescope cryogénique à spectromètre infrarouge pour l'étude de l'atmosphère
DMS	Sulfure de diméthyle
DMSP	Diméthylsulphoniopropionate
ECC	Cellule électrochimique
ENSO	El Niño-Oscillation australe
ENVISAT	Satellite de l'ESA qui doit être lancé en 1999
ER-2	Aéronef de recherche de haute altitude (NASA)
ERS-2	Satellite d'observation des ressources de la Terre (ESA)
ESA	Agence spatiale européenne
FAR	Facteur d'amplification radiométrique
FTIR	Spectromètre infrarouge à transformée de Fourier
GIEC	Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat
GOME	Expérience de surveillance de l'ozone à l'échelle du globe
GSFC	Goddard Space Flight Center (NASA)
HALOE	Expérience de mesure des halogènes par occultation, sur l'UARS
HCFC	Chlorofluorocarbure hydrogéné
IR	Infrarouge
ISTS	Institut de science terrestre et spatiale
JPL	Jet Propulsion Laboratory (Californie)
LITE	Expérience de technologie des lidars dans l'espace
MAESA	Mesures pour l'évaluation des effets des avions supersoniques
MCAM	Modèle canadien de l'atmosphère moyenne
MCG	Modèle de circulation générale
MCGA	Modèle de la circulation générale de l'atmosphère
MOPITT	Mesure de la pollution dans la troposphère
MTC	Modèle de transport chimique
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDSC	Réseau pour la détection de changements stratosphériques
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ODIN	Satellite de l'agence spatiale suédoise
OMM	Organisation météorologique mondiale
OMS	Organisation mondiale de la santé
OSIRIS	Spectrographe optique et imageur infrarouge
PAM	Projet de l'atmosphère moyenne
PNT	Prévision numérique du temps
PNUE	Programme des Nations Unies pour l'environnement
PSC	Nuage stratosphérique polaire
QBO	Oscillation quasi biennale
SAGE	Expérience sur les gaz et aérosols stratosphériques
SCMO	Société canadienne de météorologie et d'océanographie
SEA	Service de l'environnement atmosphérique
SEF	Modèle de prévision spectral aux éléments finis
SPADE	Expérience sur la photochimie, les aérosols et la dynamique de la stratosphère
SPARC	Processus stratosphériques et leur rôle dans le climat
TOMS	Spectromètre de cartographie de l'ozone total
TOVS	Sondeur vertical opérationnel Tiros
UARS	Satellite de recherche sur la haute atmosphère
UQAM	Université du Québec à Montréal
UV	Ultraviolet
WOUDC	Centre de données mondiales sur l'ozone et sur le rayonnement ultraviolet

GLOSSAIRE

Aérosol Suspension de particules solides et/ou liquides dans un milieu gazeux.

Albédo Rapport du rayonnement électromagnétique réfléchi par un corps au rayonnement incident, généralement exprimé en pourcentage.

Brewer Spectrophotomètre Brewer de mesure de l'ozone total.

Caractérisation Évaluation de la réponse d'un instrument aux variations de facteurs autres que ceux qu'il mesure (p. ex. réponse thermique, constante de temps, linéarité de la réponse).

Chlorofluorocarbures (CFC) Hydrocarbures dans lesquels les atomes d'hydrogène ont été remplacés par des atomes de chlore.

Distance zénithale Angle entre une direction donnée et la verticale du lieu.

Dobson Instrument Dobson de mesure de l'ozone total.

Dobson Unité standard de mesure de l'ozone total (100 dobsons = 1 mm dans les conditions normales de température et de pression).

Effet de serre Effet de réchauffement exercé par l'atmosphère sur la surface de la Terre, dû au fait que l'atmosphère absorbe et renvoie le rayonnement infrarouge. L'analogie avec une serre d'horticulture ne tient pas.

Effet Umkehr Le terme d'Umkehr (allemand, signifiant renversement) est issu de la description du graphique du logarithme du rapport des radiances du ciel au zénith à deux longueurs d'onde UV en fonction de la distance zénithale du Soleil. Le graphique a une valeur stable et peut être utilisé pour déterminer le profil de l'ozone (méthode Umkehr).

Épaisseur optique Mesure de la transmission de l'atmosphère, plus précisément le négatif du logarithme naturel de la transmission du faisceau direct.

Étalonnage Détermination, par mesure ou comparaison avec un étalon, de la précision d'un instrument de mesure.

Fenêtre (spectrale) Partie du spectre où il y a peu d'absorption par l'atmosphère.

Flux Transfert d'énergie à ou à travers une surface, exprimé en watts.

Gaz à effet de serre Gaz présent dans l'atmosphère, qui émet un rayonnement infrarouge.

Halons Marque déposée pour les CFC bromés.

Hémioxyde d'azote (N_2O) Gaz incolore, de goût douceâtre, légèrement soluble dans l'eau, présentant de fortes bandes d'absorption infrarouge à 4,5 et 7,8 μm.

Interféromètre Instrument optique utilisant l'interférence de la lumière de deux faisceaux ou plus pour effectuer des mesures de haute résolution spectrale. Aussi connu sous le nom de spectromètre à transformée de Fourier.

Irradiance Puissance transférée à ou à travers une unité de surface par le rayonnement provenant de toutes les directions dans un hémisphère. S'exprime en $W^{-}m^{-2}$.

Irradiance spectrale Irradiance à résolution spectrale, c.-à-d. par unité de surface par unité de plage de longueur d'onde. S'exprime en $Wm^{-2}{}^{-}\mu m^{-1}$.

Irradiation Énergie transférée à ou à travers une unité de surface par le rayonnement provenant de toutes les directions dans un hémisphère pendant une unité de temps (p. ex. par jour). S'exprime en $J^{-}m^{-2}$.

Lidar Équivalent optique du radar qui envoie des impulsions laser dans l'atmosphère et mesure le rayonnement réfléchi en fonction du temps.

Méthane (CH_4) Gaz incolore et inodore, plus léger que l'air, présentant de fortes bandes d'absorption infrarouge à 3,3, 3,8 et 7,7 μm.

Modèles de la circulation atmosphérique générale (MCAG) Simulations par ordinateur de la circulation générale de l'atmosphère de la Terre.

Nadir Point de la sphère céleste situé directement sous l'observateur, soit à 180° du zénith.

Ozone (O_3) Allotrope gazeux de l'oxygène, composé de trois atomes par molécule.

Ozone total Généralement défini comme l'épaisseur d'une couche d'ozone pur aux conditions normales de température et de pression qui contiendrait le même nombre de molécules d'ozone que la colonne verticale d'atmosphère sus-jacente à un point donné de la surface de la Terre. La valeur type en est de 3 mm ou 300 dobsons.

Radiance Puissance électromagnétique arrivant d'une direction donnée et frappant une unité de surface perpendiculaire à cette direction. S'exprime en $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$.

Radiance spectrale Radiance à résolution spectrale, c.-à-d. par unité de surface par unité de plage de longueur d'onde par unité d'angle solide. S'exprime en $Wm^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$.

Radiomètre Appareil de mesure du rayonnement.

Rayonnement de courte longueur d'onde Rayonnement de longueur d'onde inférieure à 4,0 μm. En physique de l'atmosphère, il s'agit surtout de rayonnement solaire.

Rayonnement de grande longueur d'onde Rayonnement dont la longueur se situe dans la plage 4–100 μm; désigne généralement le rayonnement émis par la Terre ou l'atmosphère.

Rayonnement infrarouge (IR) Rayonnement électromagnétique dont la plage de longueurs d'onde va de 0,8 μm à 10 000 μm (voir aussi Rayonnement de courte longueur d'onde et Rayonnement de grande longueur d'onde).

Spectromètre Appareil de mesure de la radiance ou de l'irradiance spectrale à de nombreuses longueurs d'onde. C'est la même chose qu'un spectroradiomètre.

Spectrophotomètre Appareil de mesure de la radiance ou de l'irradiance spectrale à quelques longueurs d'onde.

Spectroradiomètre Appareil de mesure de la radiance ou de l'irradiance spectrale à de nombreuses longueurs d'onde.

Stratosphère Région de l'atmosphère s'étendant à peu près de 10 à 50 km d'altitude, où la température s'accroît en général avec l'altitude et où le bilan radiatif en régit la distribution.

Température potentielle Température que prendrait une particule d'air si on la ramenait à la pression standard (101,325 kPa).

Transfert radiatif Transmission d'énergie par le rayonnement électromagnétique.

Tropopause Frontière entre la troposphère et la stratosphère, généralement caractérisée par un changement brutal du gradient adiabatique. L'altitude de la tropopause varie de 15-20 km sous les tropiques à 8 km en région polaire.

Troposphère Basses couches de l'atmosphère, s'étendant de la surface à une altitude de 8 à 20 km. Cette région se caractérise par une baisse générale de la température avec l'altitude.

Trou d'ozone Description évocatrice, sinon précise, de la zone de basses valeurs de l'ozone qui se forme au printemps de l'Antarctique tous les ans depuis environ 1980.

Ultraviolets (UV) Rayonnement de longueurs d'onde comprises entre 100 et 400 nm, généralement subdivisé en UVA (400–315 nm), UVB (315–280 nm) et UVC (280–100 nm).